

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE LYON

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Robert BRASSEUR

Première thèse

Etude géologique du massif de Suzette (Vaucluse)

Deuxième thèse

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

soutenues le 2 juillet 1962 devant la commission d'examen

MM. J. FLANDRIN *Président*

L. DAVID }
M. CHENEVOY ... } *Examineurs*

P. PRUVOST *Membre invité*



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41553211_0015

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE LYON

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Robert BRASSEUR

Première thèse

Etude géologique du massif de Suzette (Vaucluse)

Deuxième thèse

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

soutenues le 2 juillet 1962 devant la commission d'examen

MM. J. FLANDRIN *Président*

L. DAVID }
M. CHENEVOY ... } *Examineurs*

P. PRUVOST..... *Membre invité*



FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE LYON

Doyens honoraires

MM. LONGCHAMBON, DOUIN, MOUSSA

Professeurs honoraires

MM. LOCQUIN, de LARAMBERGUE,
DOEUVRE, SOLLAUD, MENTZER, MOUSSA

Doyen

M. GAUTHIER H.

Assesseur

M. BRACONNIER

Professeurs

MM. LONGCHAMBON	Minéralogie
DEJARDIN	Physique générale
DOUIN	Botanique
EYRAUD H.	Calcul différentiel et intégral
COURTY	Chimie physique
PRETTRE	Chimie industrielle
KUHNER	Microbiologie et mycologie
MALECOT	Mécanique rationnelle et appliquée
PARIS	Chimie minérale
AUMERAS	Chimie
COLONGE	Chimie organique
FLANDRIN	Géologie appliquée
JANIN	Physique expérimentale
BERNARD	Physique industrielle
DUFAY J.	Astronomie
NIGON	Zoologie expérimentale
GAUTHIER H.	Géologie
VIRET	Géologie
WAUTIER	Zoologie
CHOPIN	Chimie biologique
CUEILLERON	Chimie
BRACONNIER	Méthodes mathématiques de la physique
EYRAUD Ch.	Chimie physique appliquée
SARAZIN	Physique nucléaire
PERES	Physiologie
MESNARD	Electronique
GRANDMONTAGNE	Physique
BOIDIN	Botanique
BOUTILLIER	Minéralogie
LAFOUCRIERE	Physique nucléaire
DREUX	Chimie organique

Professeurs sans chaire

MM. TEICHNER	Chimie industrielle
GAUME	Physique
MERLIN	Chimie minérale
PAVANS de CECCATTY	Zoologie
PHILBERT	Physique nucléaire
COHEN - ADAD	Chimie

Maîtres de conférences

MM. DEPRAZ	Physique nucléaire
FERON	Mathématiques
BERSILLON	Physiologie végétale S.P.C.N.
DAVID	Géologie
GAUTHIER J.	Chimie
LAFORGE	Physique
LEGAY	Zoologie expérimentale S.P.C.N.
UZAN	Physique S. P. C. N.
CHENEVOY	Géologie appliquée
Mlle MAITROT	Physique
MM. CHANEL	Psychophysiologie
ASCH	Physique
DUFAY M.	Physique
GINET	Zoologie
MAURY	Mathématiques
MICHEL	Minéralogie
Mme ERICSON	Physique générale
MM. GEVIN	Géologie
PONASSE	Mathématiques
MARTEL	Mécanique
CHERY	Physique
LEFEBVRE	Mathématiques
D'INCAN	Physique
PERNET	Mathématiques
Mlle GAUTHERON	Chimie biologique
MM. BERGEON	Physique
MATHIEU	Mécanique

Maîtres de conférences adjoints

MM. PIERRON	Chimie
LEMONDE	Physique

Secrétaire principal honoraire

M. ROUX

Secrétaire principal

M. BURNET

AVANT - PROPOS

Qu'il me soit permis tout d'abord d'exprimer toute ma reconnaissance au Professeur J. FLANDRIN ; après m'avoir initié au métier de géologue de terrain, il a su aussi bien par ses conseils que par ses critiques m'obliger à rechercher cette rigueur et cette honnêteté dans l'observation sans lesquelles tout résultat reste sujet à caution.

C'est grâce à ses remarques toujours justifiées, que j'ai été amené à insister sur la stratigraphie du massif de Suzette, vérifiant ainsi que toute étude tectonique n'était valable qu'à cette condition.

Cette étude a été réalisée dans les départements du Bureau des Etudes géologiques et de Géologie sédimentaire de l'Institut Français du Pétrole. Il est impossible d'exprimer ici la dette de reconnaissance que j'ai accumulée vis-à-vis de l'Institut Français du Pétrole, puisqu'il m'a permis de me consacrer à ce travail alors que, souvent, il aurait pu exiger que j'aborde des problèmes plus nettement pétroliers. Aussi, je me bornerai à exprimer mes remerciements à ceux qui, pour des raisons scientifiques, ont bien voulu m'accorder leur aide.

En premier lieu, il me faut citer le Général COLLIGNON qui a accepté de déterminer toute ma macrofaune du Secondaire, bien qu'il ne dispose déjà que de trop peu de temps pour ses travaux personnels. Il a droit à toute ma gratitude, car sans lui, mon étude aurait été bien sommaire.

Je remercie MM. SIGAL, LYS, APOSTOLESU, de JEKHOWSKY et ESPITALIE qui ont bien voulu entreprendre, avec l'accord de Mme Y. GUBLER, toutes les déterminations de microfaune qui m'étaient nécessaires. Sans eux, bien des points nouveaux, quant à la stratigraphie, n'auraient pu être mis en évidence.

Je remercie de même Mme C. FONDEUR de m'avoir aidé pour toutes les études de microfacies.

Je dois citer tout particulièrement la Société nationale des pétroles d'Aquitaine, groupe Drôme qui, en la personne de F. de CHEVILLY et de ses adjoints, m'a toujours accueilli avec gentillesse et a accepté de me communiquer tous les renseignements géologiques que je désirais, ce qui m'a permis d'élargir le champ de mes connaissances sur la bordure occidentale des chaînes subalpines.

Il en est de même pour mon ami Ph. RICHE de la Compagnie des pétroles France-Afrique dont la connaissance des Baronnies et du Mont-Ventoux m'a été très utile.

Je remercie G. DEMARCQ qui a accepté de déterminer ma faune tertiaire. Les nombreux points communs de nos travaux nous ont conduits à des échanges de vues toujours fructueux.

Je ne saurais oublier J. GOGUEL et l'Abbé de LAPPARENT, qui, du fait de leurs connaissances sur ma région, m'ont toujours donné de judicieux conseils.

Je tiens à remercier tout particulièrement le professeur P. PRUVOST, membre de l'Institut, d'avoir accepté de faire partie du jury ; il a toujours su me prodiguer les conseils et les encouragements nécessaires à la réalisation de mon travail.

L. DAVID et M. CHENEVOY, professeurs à la Faculté des sciences de Lyon, en acceptant de faire partie du jury, ont droit à ma profonde gratitude.

Table des matières

	Pages
Avant-propos.....	3
Introduction.....	7
Cadre géographique.....	9
Historique.....	13

Première partie

STRATIGRAPHIE

Chapitre I	Le Trias	19
Chapitre II	Le Lias.....	22
Chapitre III	Le Jurassique supérieur	24
Chapitre IV	Le Crétacé inférieur	34
Chapitre V	L'Albien et le Cénomaniens	66
Chapitre VI	L'Oligocène	71
Chapitre VII	Le Miocène.....	80
Chapitre VIII	Le Pliocène	95
Chapitre IX	Le Quaternaire	97

Deuxième partie

DESCRIPTION TECTONIQUE

Chapitre X	Le Miocène du N de l'Ouvèze	100
Chapitre XI	La moitié ouest du Dôme de Faucon-St-Romain ...	101
Chapitre XII	Le pays de Vaison	104
Chapitre XIII	Le massif de Gigondas	108
Chapitre XIV	Le Trias et ses auréoles tertiaires	124
Chapitre XV	Le massif de la Roque-Alric	134
Chapitre XVI	Le massif du Barroux.....	138

Troisième partie

PALEOGEOGRAPHIE

Chapitre XVII	La Paléogéographie du Crétacé inférieur	142
Chapitre XVIII	La Paléogéographie du Cénomaniens	154
Chapitre XIX	La Paléogéographie de l'Eocène et de l'Oligocène .	157
Chapitre XX	La Paléogéographie du Miocène	163
Chapitre XXI	La Paléogéographie du Pliocène	173

Quatrième partie

AGE DES MOUVEMENTS ET HISTOIRE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE SUZETTE

Chapitre XXII Le massif de Suzette au Crétacé	177
Chapitre XXIII Le massif de Suzette au Tertiaire	179
Chapitre XXIV Cadre géologique du massif de Suzette	185
Chapitre XXV Conclusions	186
 Bibliographie	 189
Table des figures dans le texte	193
Table des photographies	194
Table des planches hors texte	195

INTRODUCTION

En 1953, le professeur J. FLANDRIN m'a confié l'étude géologique du massif de Suzette. Le but de ce travail était l'interprétation, aussi précise que possible, de l'âge et du mécanisme de la mise en place du Trias. Il était sous-entendu que, pour y parvenir, je devrais étudier tout l'ensemble du massif, la tectogenèse particulière du Trias ne pouvant qu'être intimement liée aux conditions géologiques propres de l'ensemble de la région de Suzette.

Cela m'a conduit à effectuer un levé complet de la zone à étudier à 1/20 000 en vue de la publication d'une carte géologique définitive à 1/50 000. La réalisation de ce document représente plus de douze mois de travail sur le terrain ; il faut signaler que pour les zones faiblement plissées, (région de Vaison et affleurements miocènes), les photographies aériennes m'ont été d'un grand secours et m'ont permis d'accélérer quelque peu mon travail.

Les complexités locales de la tectonique, la nécessité de préciser l'importance et les effets de chaque phase orogénique m'ont conduit à insister particulièrement sur la stratigraphie (série allant de l'Oxfordien au Pliocène) pour :

- Obtenir, d'une part, une série parfaitement identifiée et datée ;
- Pouvoir, d'autre part, identifier avec certitude, quant à leur âge, certains affleurements isolés qui constituaient des points clés.

Dans ce but 150 points fossilifères environ ont été étudiés ; de même, plus de 300 échantillons ont été recueillis en vue d'études micropaléontologiques et pétrographiques.

J'ai de même tenu compte des résultats géophysiques (gravimétrie et sismique) obtenus par la S.N. P. A.* à proximité immédiate du massif de Suzette.

Le lien étroit existant entre les mouvements orogéniques et les facteurs paléogéographiques (variations de facies et mode de dépôt) m'ont conduit à adopter le plan suivant pour la présentation des résultats obtenus :

Première partie, Stratigraphie : description de la série et corrélations avec les régions voisines.

Deuxième partie, Description tectonique : présentation des faits observés sans interprétation.

Troisième partie, Paléogéographie : interprétation des données de la première partie et d'une partie de celle de la seconde quand les faits stratigraphiques sont conditionnés par les phases orogéniques antérieures.

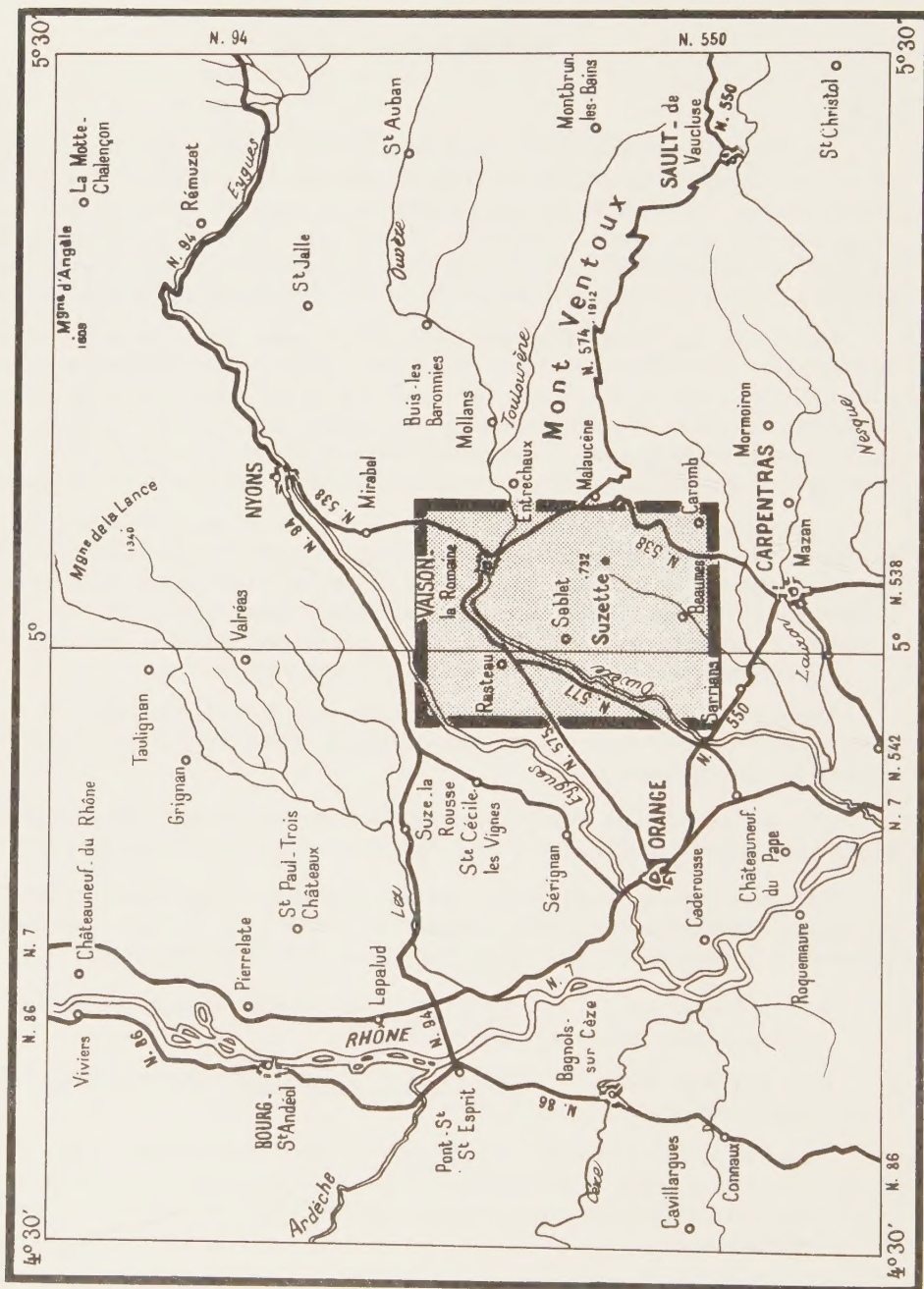
Quatrième partie, Age des mouvements : interprétation définitive et reconstitution de l'histoire géologique du massif de Suzette.

* Société nationale des pétroles d'Aquitaine.

Fig. n° I

CADRE GÉOGRAPHIQUE DU MASSIF DE SUZETTE

Echelle : 1 : 500 000



CADRE GEOGRAPHIQUE (fig. I)

Le massif de Suzette, situé à 20 km environ à l'E d'Orange, forme le cœur du comtat Venaissin ; dans le prolongement du mont Ventoux, il constitue, au N de Carpentras, le seul relief important dominant la vallée du Rhône.

Il s'étend sur quatre feuilles topographiques à 1/20 000 (Orange n° 4 et 8 et Vaison n° 1 et 5) et couvre une superficie d'environ 220 km².

Il s'agit d'un massif de terrains secondaires et oligocènes entouré sur tout son pourtour par une auréole de terrains miocènes, à l'exception de sa terminaison est, qui se raccorde sans discontinuité au mont Ventoux : région du Barroux et de Malaucène.

Le relief est accusé au centre : Dentelles de Gigondas, sommets de Saint-Amand de l'Arfuyen et de la Roque-Alric ; sur le pourtour le modelé est moins accentué : plateau de Vaison et région du Barroux, mais partout le massif se termine par une rupture de pente bien marquée qui domine les plaines miocènes ou quaternaires de l'Ouvèze, de l'Eygues, de Malaucène et de Carpentras.

Le massif est surtout couvert de broussailles épineuses avec quelques ilots de forêts (chênes verts et pins) souvent détruites par le feu ; les zones cultivées sont localisées dans les vallées (vignes et arbres fruitiers) et dans les plaines de bordures (vignes, arbres fruitiers et primeurs).

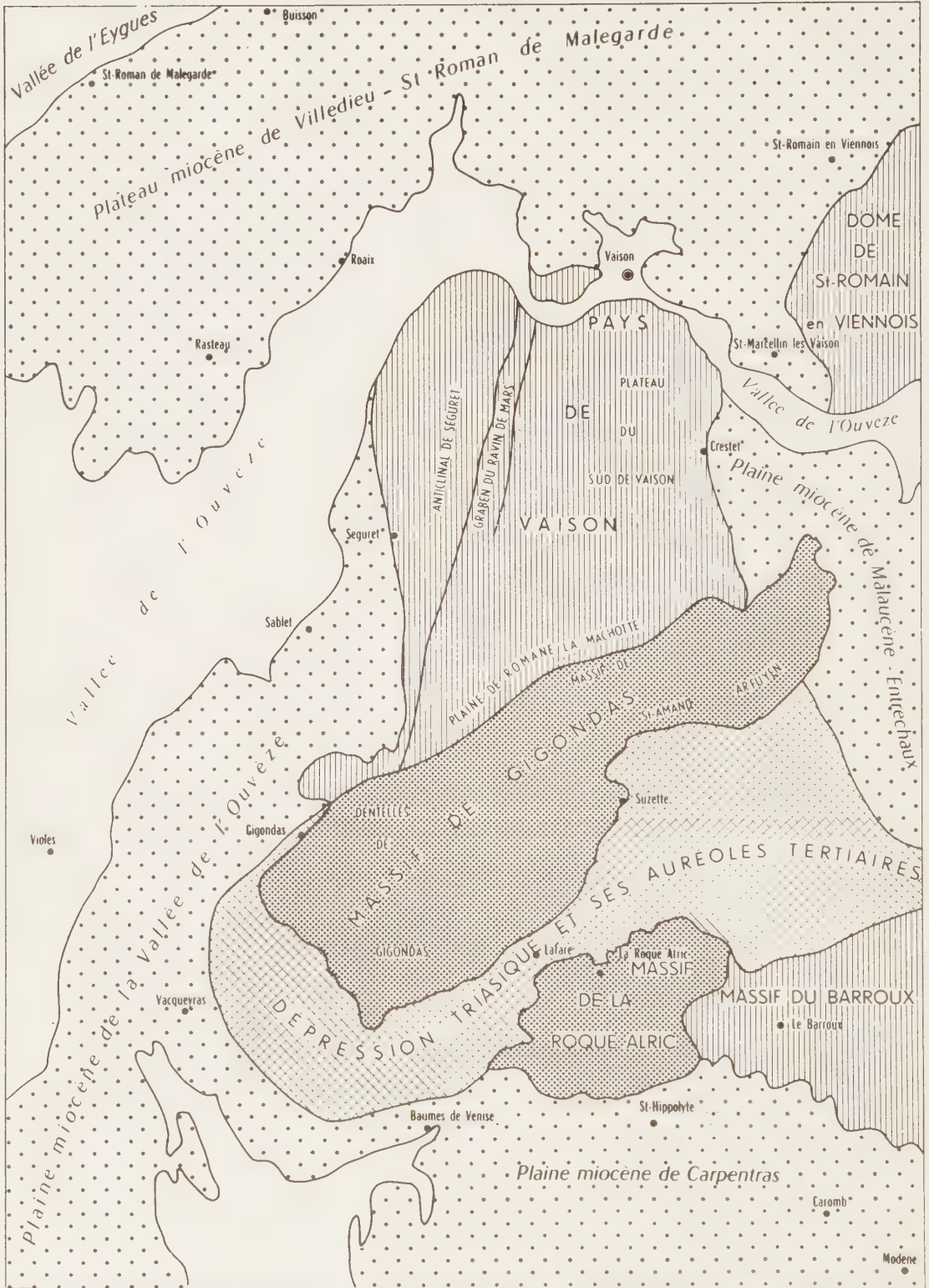
A l'exception du Barroux, de Lafare et de Suzette, tous les villages sont construits en bordure du massif, soit sur les terrains miocènes, soit sur les alluvions quaternaires (vallée de l'Ouvèze) : Le Crestet, Malaucène, Beaumes de Venise, Vacqueyras, Sablet, Rasteaux et Roaix.

La seule agglomération importante est Vaison-la-Romaine au N du massif ; c'est une petite ville principalement touristique du fait de ses belles ruines romaines et de son village moyennageux dominé par les vestiges du château des Comtes de Toulouse.

Au N du massif proprement dit se situe le grand plateau miocène de Villedieu-Saint-Roman de Malegarde qui sépare la vallée de l'Ouvèze de celle de l'Eygues. D'une altitude moyenne de 300 m, il domine l'Eygues par une pente accusée au N alors que vers le S il s'abaisse doucement vers l'Ouvèze. Ce plateau est constitué par les assises miocènes du Vindobonien et du "Pontien" (?).

Fig. n° II

CROQUIS DE POSITION DES DIFFÉRENTES UNITÉS GÉOGRAPHIQUES ET TECTONIQUES DU MASSIF DE SUZETTE



Vers le S-E il laisse apparaître son substratum crétacé dans le dôme de Faucon-Saint-Romain-en-Viennois qui domine l'Ouvèze; il s'agit d'un petit massif circulaire dont les flancs se traduisent par des collines accentuées, (altitude moyenne de 400 m) et dont le cœur correspond à une dépression marneuse (Gargasien) traversée du N au S par des lignes de crêtes peu accentuées dues aux calcaires barrême-bédouliens de Vaison.

Le massif de Suzette sensu stricto peut être décomposé en plusieurs régions (fig. II) :

1) Le Pays de Vaison au N

Bordé au N par le plateau miocène de Villedieu-Saint-Roman de Malegarde, sous lequel il s'ennoie, le Pays de Vaison correspond à un plateau peu ondulé et traversé par des vallées encaissées ; les bordures ouest et est sont très raides et dominant la plaine de Sablet-Séguret et celle d'Entrechaux.

Ses reliefs les plus importants sont l'arête nord-sud de l'anticlinal de Séguret et la colline de Mars (453 m) au N-W.

Les seules régions cultivées sont au N la plaine du ravin de Mars (fossé d'effondrement gargasien) et la plaine de la Romane-la-Machotte au S (dépression synclinale gargasienne).

Au S le Pays de Vaison est dominé par le massif de Gigondas avec une rupture de pente très accentuée.

2) Le massif de Gigondas

Il forme une chaîne orientée N-E - S-W qui domine tout le massif de Suzette. Ses reliefs sont souvent très accusés par suite de l'érosion différentielle des calcaires du Jurassique supérieur et du Berriasien et des facies marneux du Crétacé inférieur.

Cette chaîne présente deux parties d'aspects fort différents :

- A l'W, les Dentelles de Gigondas, arêtes fines et découpées formant trois lignes de crêtes très aiguës séparées par deux vallons profonds : Le "Grand Montmirail-la Salle" (ou première Dentelle) séparés de la "Dentelle Sarasine" (deuxième Dentelle) par le vallon d'Alsau, et le "Cayron-les Trois Yeux" (troisième Dentelle) séparés de la précédente par le vallon de Beauregard-Le Fenouillet.

- A l'E, les massifs de Saint-Amand et de l'Arfuyen chaîne compacte qui domine toute la région et s'ennoie rapidement vers l'E sous le Miocène d'Entrechaux.

Les sommets culminants du massif de Suzette sont situés dans cette région : Crête de Saint-Amand (732 m) et Rocher du Turc (630 m).

3) Le massif de la Roque-Alric

Séparé des Dentelles de Gigondas par la vallée de Beaumes de Venise-Lafare, il forme un petit massif tourmenté dont le versant nord domine le pays triasique de Suzette et le versant sud la plaine miocène-quaternaire de Carpentras. L'allure déchiquetée du massif est due au morcellement des calcaires jurassiques-berriasiens qui dominent des dépressions étroites de marnes néocomiennes.

Les sommets culminent à 523 m (Le Devez) et 520 m (Carabelle).

4) Le massif du Barroux

Ce massif domine le pays triasique vers le N et la plaine miocène de Caromb vers le S. Il est constitué par une succession de collines parallèles peu accusées, de direction N-NE - S-SW, qui font la jonction entre le massif de Suzette et le mont Ventoux.

C'est sur une de ces collines que sont construits le village et le très beau château du Barroux.

5) La dépression triasique de Lafare-Suzette

C'est un pays de collines arrondies, séparées par des vallées étroites, qui s'étend entre le massif de Gigondas et les massifs de la Roque-Alric et du Barroux. Le Trias donne à cette région une teinte caractéristique ocre rouge sur laquelle les îlots de végétation vert sombre tranchent fortement. Cette dépression est bordée au N-E par le Miocène de Malaucène qui dessine un beau monoclin souligné par la falaise continue allant du Col de la Chaîne à la route Carpentras-Malaucène.

HISTORIQUE

Le premier, Raspail, en 1842, s'intéresse au massif de Suzette ; dans une courte monographie il décrit la série et principalement le Jurassique. Bien que soupçonnant la position infrajurassique du Trias, il ne s'attarde pas sur ce problème.

En 1883, Leenhardt, dans sa thèse sur la région du mont Ventoux, étudie en détail le massif de Suzette. Il établit une stratigraphie très complète surtout pour les terrains secondaires ; il souligne le rôle de transition au facies urgonien des calcaires de Vaison dont il fait une formation distincte

Au point de vue tectonique, compte tenu de l'époque de son travail, il est le premier à souligner la complexité du massif de Gigondas par le levé de coupes très précises malheureusement non interprétées. Il montre de même que la complexité actuelle du massif de Suzette est le résultat de plusieurs phases orogéniques successives.

La carte géologique à 1/80 000 (première édition) issue de son travail met parfaitement en place les différents ensembles.

Par contre, il hésite à dater le Trias dont il fait "l'horizon de Suzette" qu'il a tendance à rattacher au Tertiaire. Il soupçonne, pourtant, lui aussi le problème, aussi bien stratigraphique que tectonique, posé par cette série, mais il ne pousse pas suffisamment son étude pour le résoudre.

À partir de 1921, P. Termier, aidé de ses élèves L. Joleaud et Thiery, reprend l'étude du massif de Suzette, en s'attachant surtout au problème du Trias.

D'abord soupçonné, l'âge triasique de l'horizon de Suzette est établi par les découvertes de fossiles dues à L. Joleaud puis à Thiery : *Myophories* (dont *M. vulgaris* Schlot.) *Lingula zenkeri* von Alberti, *Hoernesia* cf. *socialis* Schlot, *Coenothyris vulgaris* Schlot. trouvés dans le dôme triasique voisin de Propiac, à 15 km au NE du massif de Suzette, et *Bactryllium* entre Suzette et le Barroux.

Du point de vue tectonique, P. Termier considère que tous les effleurements de Trias existant dans cette région de bordure des chaînes sub-alpines (Suzette, Propiac, Montrond, Lozer, Montaulieu et Condorcet) sont les témoins isolés d'une nappe charriée, d'âge aquitanien et d'origine inconnue (Briançonnaise ?) sur un terrain déjà plissé au cours d'une phase orogénique antérieure ; il admet, de même, une reprise de tout l'ensemble du massif de Suzette au cours d'une phase burdigalienne.

Dès 1922 W. Kilian s'oppose à cette théorie en signalant que le Trias est localisé uniquement dans les aires anticlinales, ce qui oblige à admettre la préexistence des anticlinaux et leur érosion à une époque antérieure au charriage ; il souligne, d'autre part, que le Trias est toujours en relation étroite avec les terrains les plus anciens connus : Oxfordien dans le massif de Suzette et Bajocien-Bathonien à Montrond.

Il faut attendre la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Septembre 1923 pour que P. Termier renonce à sa théorie d'une nappe triasique devant les objections de W. Kilian et de M. Gignoux ; ce dernier est le premier à parler de dôme de sel et d'extravasation du Trias de Suzette.

En 1927, à la suite des travaux de Thiery (deuxième édition de la carte à 1/80 000) P. Termier précise l'histoire géologique du massif, en admettant cette fois l'origine diapirique du Trias :

- 1) Montée du Trias avant l'Oligocène qui repose normalement sur celui-ci au NE de Suzette : phase pyrénéoprovençale,
- 2) Période d'érosion puis dépôt de l'Oligocène;
- 3) Entre l'Oligocène et le Burdigalien deuxième paroxysme ou première phase alpine donnant naissance à la virgation de Gigondas (l'Oligocène de Montmirail tourne de 135° du N au S contre le massif jurassique crétacé de Gigondas);
- 4) Période d'érosion puis dépôt du Miocène;
- 5) Postérieurement au Miocène deuxième phase alpine redressant brutalement le Burdigalien et accentuant la virgation.

En 1930, J. Jung, étudiant le rapport des plis pyrénéens et des plis alpins dans les Baronnies, indique que le Trias de Suzette se situe sur le saillant d'une virgation double et que le jaillissement triasique s'explique par la butée d'un bourrelet frontal contre un môle.

En 1938, J. Goguel reprend l'étude des Baronnies et du Massif de Suzette.

Il montre l'opposition entre le style tectonique des Baronnies (facies vocontiens) et le style du Ventoux (facies urgoniens) en expliquant la complexité des plis vocontiens par l'absence de la dalle résistante urgonienne ; il souligne, de même, que la plus grande complexité est toujours localisée dans les zones de transition (massif de Suzette, nord du Ventoux et Mérindol-Propiac).

Par l'étude des failles du Crillon le Brave il démontre, d'autre part, l'existence d'un massif important à l'emplacement du massif de Suzette à l'Eocène (massif érodé à l'Oligocène) précisant ainsi l'importance de la phase pyrénéoprovençale.

Il signale, aussi, que le massif de Suzette se trouve sur le prolongement du fossé de Cavaillon (dont les failles de Crillon sont le témoin le plus septentrional) et du fossé visible de l'W d'Avignon à Nîmes (dont la grande flexure du massif de Gigondas paraît être la suite).

Il estime que le Trias s'est mis en place avant l'Oligocène (phase pyrénéoprovençale) avec un rejeu de l'ensemble du massif au cours des phases alpines et plus particulièrement pendant la seconde.

En 1940, A. F. de Lapparent reprend l'étude de l'Oligocène à qui il attribue un âge uniquement Sannoisien, d'après une faune médiocre d'hélix et de limnées.

En étudiant les rapports des terrains tertiaires et de leur substratum, il retrace l'histoire du massif de Suzette. Il montre en particulier, que les contacts Trias-Oligocène sont toujours anormaux.

Il est conduit à admettre :

- Une phase pyrénéoprovençale peu importante : l'Oligocène repose en discordance sur le Crétacé inférieur mais n'atteint pas le Jurassique supérieur : pas d'extrusion du Trias.
- Une première phase alpine faible : discordance locale du Burdigalien sur l'Oligocène. Le Burdigalien ne transgresse au plus que sur le Tithonique et jamais sur les terres noires oxfordiennes.
- Une deuxième phase alpine paroxysmale (post Miocène et ante Pliocène) au cours de laquelle le Trias se met en place.

En 1944, J. Goguel étudie la paléogéographie du Crétacé inférieur du SE de la France en insistant sur le rôle important des différents faciès : urgoniens, vocontiens et de transition, mais il ne s'arrête pas sur le massif de Suzette ni plus particulièrement sur les calcaires de Vaison.

En 1945, J. Goguel, reprenant l'histoire du massif de Suzette à l'occasion d'une étude sur la tectonique des chaînes subalpines, se demande s'il faut admettre, comme A. F. de Lapparent, une mise en place du Trias uniquement au cours de la deuxième phase alpine. Il signale qu'en plusieurs points l'Oligocène et le Burdigalien reposent en discordance jusque sur l'Oxfordien ce qui indique une érosion intense de la couverture dès la phase pyrénéoprovençale, plus importante que ne l'estimait A. F. de Lapparent.

Il trouve plus satisfaisant d'admettre une mise en place progressive du Trias (point de vue de M. Gignoux dès 1927) débutant au cours de la phase pyrénéoprovençale, sans que le Trias atteigne obligatoirement la surface dès cette époque, avec des rejeux plus ou moins importants au cours des phases alpines, dont la seconde est la plus marquée.

En 1949, F. Douvillé établit, pour le compte de la S.N.P.L.M.*, un levé détaillé, mais non publié, à 1/20 000 du massif de Gigondas. Il montre que la phase pyrénéoprovençale est la plus importante : opposition entre une tectonique complexe du Secondaire et un style nettement plus calme du Tertiaire.

Mais son étude est trop limitée pour préciser le rôle du Trias au cours des différentes phases orogéniques.

En 1958 - 1959, G. Demarcq, en étudiant le Miocène de la vallée du Rhône, apporte d'utiles précisions sur les variations de facies du Burdigalien dans le Comtat Venaissin ce qui permet de reconstituer la topographie du massif de Suzette au moment du dépôt de cet étage.

* Société nationale des pétroles du Languedoc-Méditerranée.

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE

Situé en bordure des chaînes subalpines, à l'W du Ventoux, le massif de Suzette permet l'étude stratigraphique d'une partie importante des formations secondaires et tertiaires.

Le Trias mis à part du fait de sa position structurale anormale, le Jurassique supérieur et le Crétacé sont représentés en continuité de l'Oxfordien inférieur au Cénomaniens inclus ; le Tertiaire débute par un Oligocène localement très développé, puis vient une série miocène qui permet l'étude de tous les termes du "Burdigalien" au "Pontien".

Les principaux caractères des termes successifs de la série peuvent être schématisés comme suit :

1) Le Trias correspond principalement au Keuper : argile ocre rouge à gypse renfermant de nombreuses masses discontinues de cargneules et dolomies ; localement des affleurements isolés de calcaires dolomitiques et dolomies bien lités à Bactryllium peuvent être rapportés au Muschelkalk par analogie avec les régions voisines : Propiac où dans un facies identique des Myophories ont été récoltées.

2) Le Lias n'est connu qu'accidentellement à la faveur d'un lambeau broyé, emballé dans le Trias diapyrique ; il s'agit de calcaires très recristallisés à Arnioceras gr. cordatum du Sinémurien.

3) Le Jurassique supérieur est représenté par des facies dauphinois typiques : Oxfordien sous facies de marnes noires à Ammonites (Phylloceras et Lytoceras) ; Argovien mixte, c'est-à-dire alternance de marnes et de calcaires marneux ; Rauracien à Tithonique sous facies calcaires à Ammonites (calcaires microgrenus).

4) Le Crétacé inférieur qui débute par un Berriasien principalement calcaire montre des variations de facies importantes par suite de la position géographique du massif de Suzette entre les Baronnies (facies vocontiens) et le mont Ventoux (facies urgoniens) :

a) Le Valanginien, l'Hauterivien et le Barrémien se présentent sous deux types principaux de facies :

- Dans le massif de Gigondas : alternance de marnes et de calcaires marneux à Céphalopodes c'est-à-dire sous un facies vocontien typique.

- De part et d'autre de cette zone apparaissent, soit dès le Valanginien (Séguret-Vaison), soit à partir de l'Hauterivien supérieur (Le Barroux) des facies à débris silex et Miliolites caractéristiques des zones de transition à l'Urgonien.

b) L'Aptien et l'Albien n'affleurent que dans la moitié nord du massif de Suzette : Pays du S de Vaison et dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon.

La série débute par les calcaires de Vaison qui représentent le Barrémien supérieur et le Bédoulien ; la présence de débris, de silex et de Miliolites indique un facies de transition à l'Urgonien. Puis vient un ensemble important de marnes bleues dans lesquelles la microfaune permet de distinguer le toit du Bédoulien et la totalité du Gargasien. Ce facies marneux est typique aussi bien des Baronnies que du Ventoux.

L'Albien n'est représenté que par quelques mètres de grès calcaires glauconieux difficilement dissociables du Cénomaniens.

5) Le Crétacé supérieur n'est représenté que par le Cénomaniens connu uniquement dans le N du massif : Pays du S de Vaison et dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon.

Ce sont des calcaires gréseux et des marnes sableuses à Schloenbachia et Inocerames. La microfaune permet de distinguer un Cénomaniens inférieur et moyen et un Cénomaniens supérieur.

6) L'Oligocène affleure uniquement dans la moitié sud du massif ; c'est une alternance irrégulière de facies lacustres et lagunaires avec quelques très minces incursions marines. La faune (macro et micro) est très rare et peu caractéristique : Limnées, Helix, Planorbis, rares Ostracodes et Characées ; elle indique un âge Sannoisien-Chattien.

7) Le Miocène débute par un ensemble de molasse calcaire zoogène avec localement un conglomérat de base : le "Burdigalien".

Puis vient une série de sables, localement argileux, de l'"Helvétien", surmontés par quelques mètres de marnes gris bleu plus ou moins sableuses attribuées au "Tortonien".

Le Miocène se termine par des niveaux continentaux : argiles sableuses et grès, puis argiles rouges à cailloutis qui représentent le "Pontien".

8) Le Pliocène n'affleure que très localement dans les vallées de l'Ouvèze et de l'Eygues sous la forme de marnes bleues plaisanciennes.

CHAPITRE I

LE TRIAS

Le Trias est connu en plusieurs points sur la bordure occidentale des Baronnies : Propiac, Montaulieu, Condorcet, mais c'est dans le massif de Suzette qu'il affleure le plus largement formant une bande grossièrement allongée EW qui sépare le massif de Gigondas des massifs de la Roque-Alric et du Barroux.

Le Trias représente le terme le plus ancien connu de la série stratigraphique, mais sa position tectonique anormale (diapyr) ne permet pas d'établir des corrélations avec les terrains plus récents ; pour la même raison, il est impossible d'établir une stratigraphie du Trias. Les dépôts de cet âge constituent, en effet, une série entièrement broyée dans laquelle les différentes assises affleurent d'une façon discontinue et ne montrent jamais, entre elles, de rapports normaux.

Faune

1) Macrofaune : elle est pratiquement inexistante, aucun fossile n'ayant été recueilli depuis la découverte de Thierry* : sur la route du Barroux à Suzette s'observe un petit affleurement de calcaires dolomitiques et dolomies qui renferme de nombreux Bactryllium, espèce triasique dans de nombreuses régions (Muschelkalk supérieur en Allemagne, Muschelkalk supérieur et Keuper inférieur en Lorraine et Virglorien-Keuper-Rhétien en Lombardie). De même, Thierry signale un lamellibranche indéterminé (assez proche des Myophories) au S de la Souira, dans la notice explicative de la deuxième édition de la feuille Orange à 1/80 000.

L'âge triasique certain des terrains diapyriques du massif de Suzette est surtout établi par corrélation avec le Trias de Propiac qui dans des facies parfaitement identiques a montré (L. Joleaud 1920) l'existence de :

<u>Lingula zenkeri</u> von Alberti	Lettenkohle
<u>Myophoria vulgaris</u> Schlot.	
<u>Hoernesia</u> cf. <u>socialis</u> Schlot.	Muschelkalk provençal
<u>Coenothyris vulgaris</u> Schlot.	

2) Microfaune : l'étude des résidus de lavage effectués dans les niveaux argileux a montré que cette série était dépourvue de microfossiles.

* cf. P. Termier (42), p. 59.



Photo 1. Affleurement de gypse triasique au S de Roubiol.

Cependant, un microfacies très caractéristique de cette formation a pu être mis en évidence :

- Présence de nombreux petits quartz bipyramidés très bien formés qui constituent un excellent repère ;
- Présence de très nombreux rhomboèdres de dolomie.

Facies du Trias

L'examen de l'affleurement triasique montre une répartition incohérente des différents types de roches, ce qui ne permet qu'une description par énumération sans qu'aucune corrélation soit possible entre les différents facies :

- 1) La majeure partie de la masse triasique correspond à une terre argileuse et dolomitique ocre rouge ou ocre jaune dans laquelle s'individualisent localement d'énormes masses de gypse de teintes (photo 1) variées,

blanc, jaune, ocre en petits cristaux saccharoïdes avec très rarement de grands cristaux très purs.

Les affleurements gypseux les plus importants sont situés au N de Beaumes de Venise, où ils sont exploités, au S de Roubiol et au N de Montmirail.

2) Dans ce "magma" il existe d'énormes blocs ruiniformes de dolomies et de cargneules à patine grise ou jaunâtre : dolomies finement grenues soit très homogènes, soit vacuolaires avec des poches de calcite (cargneules) ; dans ces roches les quartz sont très rares mais elles montrent souvent des dendrites de manganèse.

Dans ce facies dolomitique, il faut signaler l'existence de :

Calcaires dolomitisés en bandes parallèles correspondant à d'anciennes lumachelles,

Dolomies bréchiques englobant de petits galets de roches volcaniques.

3) Enrobés dans le facies argilogypseux ocre rouge affleurent parfois quelques bancs discontinus, finement lités, de calcaire dolomitique et de dolomie grise (dolomie primaire) qui peuvent être attribués au Muschelkalk par analogie avec la région de Propiac où ce facies est fossilifère.

Les facies des paragraphes (1) et (2) doivent être rapportés au Keuper par analogie avec les régions voisines.

Conditions de sédimentation

L'action tectonique est beaucoup trop intense pour permettre une étude du Trias ; l'existence de facies rouges gypseux dolomitiques permet cependant d'attribuer une origine principalement lagunaire au Keuper.

Corrélations avec les régions voisines

La présence d'un Keuper salifère bien développé et de lambeaux de Muschelkalk calcaréodolomitique permet de comparer ce Trias du tréfond des chaînes subalpines au facies lorrain-provençal du Trias.*

* cf. M. Gignoux (14), p. 312.

CHAPITRE II

LE LIAS*

Le Lias, inconnu dans les Baronnie et le Ventoux, c'est-à-dire dans la bordure occidentale des chaînes subalpines, n'apparaît dans le massif de Suzette que par suite de la tectonique diapuyrique du Trias. Il est représenté par un lambeau de calcaires sinémuriens, entraîné par le Trias lors de sa mise en place, qui se situe dans la zone de contact anormal Trias-Oxfordien à mi-chemin entre Lafare et Suzette.

Faune

a) La macrofaune, qui comprend des ammonites et des bélemnites, est très médiocre. Seuls quelques exemplaires ont pu être identifiés, ce sont :

Arnioceras gr. semicostatum (Y. et B.)

Coroniceras sp.

qui indiquent le Sinémurien (zone à A. semicostatum).

b) Microfaune : l'étude des plaques minces a montré la présence de Problematica (Involutina) liasica Jones, espèce du Lias inférieur (Sinémurien probable).

Facies

L'affleurement, très local, visible sur 100 m environ, se présente sous la forme de blocs isolés et broyés de calcaires de teinte beige à rose foncé.

L'examen macroscopique indique un calcaire à pâte fine, à nombreux débris d'encrines, très pur, largement cristallisé et à patine ocre beige ; à la cassure, s'observent fréquemment des sections déformées d'ammonites entièrement recristallisées, des articles de pentacrines et des débris laminés de Belemnites.

La roche a souvent un aspect caverneux : nombreuses cavités irrégulières de quelques centimètres remplies d'oxyde de fer pulvérulent ; ces vides renferment parfois des débris assez mal conservés et plus ou moins complets d'ammonites pyriteuses.

* R. Brasseur et Ph. Riché (2), p. 1301.

Le microfacies est celui d'un calcaire microgrenu légèrement argileux, à débris cristallisés : échinodermes, brachiopodes et fins débris de tests.

Conditions de sédimentation et corrélations avec les régions voisines

Ce lambeau, entraîné par le Trias lors de sa mise en place, a été fortement tectonisé et ses caractères originels ont, sans doute, été profondément modifiés par recristallisation.

L'abondance des ammonites, des articles de pentacrines et le pourcentage encore sensible d'éléments argileux, malgré la recristallisation, indiquent une parenté très nette avec le Lias inférieur de facies mixte, tel qu'il a été défini dans la région de Digne.*

Ce Lias mixte correspond à des dépôts d'assez faible profondeur intermédiaires entre le facies provençal littoral (calcaires à Gryphées) et le facies dauphinois relativement profond (marno-calcaires sombres à Céphalopodes).

* cf. Haug. (16), p. 1891.

CHAPITRE III

LE JURASSIQUE SUPERIEUR

Le Dogger et le Callovien sont inconnus dans le massif de Suzette ; le Jurassique débute par l'Oxfordien et à partir de cet étage la série est complète jusqu'au Tithonique inclus.

Nos recherches n'ayant mis en évidence aucun fait nouveau, ne font que confirmer les études précédentes de Lennhardt et de F. Douvillé sur le Jurassique supérieur du massif de Suzette.

Le Jurassique supérieur est localisé au S du Trias dans le massif de la Roque-Alric et au N du Trias dans le massif de Gigondas.

I. - L'OXFORDIEN (pl. 2, log 1)

Ses affleurements sont localisés au voisinage immédiat du Trias au pied des massifs de la Roque-Alric et de Gigondas :

Dans la région de la Combe Sauvage au SE de Gigondas,

Sur le versant sud de la première Dentelle de Gigondas où la série est la plus complète,

Au S et à l'E de Lafare.

L'Oxfordien affleure sous le facies marneux dit des "terres noires" qui est celui sous lequel il est représenté dans les Baronnie et la majeure partie des chaînes subalpines. L'étude stratigraphique de cette série est rendue délicate par suite des importantes déformations structurales dues à la proximité du Trias.

Limite inférieure

Elle n'est pas visible, le Callovien étant inconnu et l'Oxfordien se montrant toujours, à sa base, en contact anormal avec le Trias.

Limite supérieure

Au sommet, l'Oxfordien passe à une alternance de marnes et de calcaires marneux dont la faune d'ammonites indique déjà l'Argovien inférieur (*Phylloceras kunthi* Neum.). Le passage des marnes noires oxfordiennes aux marnocalcaires argoviens est très progressif et la limite entre les deux étages ne peut être établie que par la faune.

Faune

a) La macrofaune est constituée presque exclusivement d'ammonites qui permettent de subdiviser l'Oxfordien en trois sous-étages :

- L'Oxfordien inférieur caractérisé par :
Phylloceras (Calliphylloceras) demidoffi Rauss.
Quenstedticeras henrici R. Douv. var. prelamberti R. Douv.
- L'Oxfordien moyen :
Properisphinctes bernensis de Lor.
- L'Oxfordien supérieur :
Perisphinctes neglectus de Lor.
Properisphinctes gr. bernensis de Lor.
Euaspidoceras kobyi Roll.
Cardioceras sp. gr. cordatum Sow.

En dehors des espèces caractéristiques la plupart des fossiles recueillis n'indiquent que l'Oxfordien indivis :

Cadoceras sp.
Holcophylloceras zignoi d'Orb.
Ochetoceras sp.
Peltoceras cf. trifidum Qv.
Ptychophylloceras flabellatum Neum.
Sowerbyceras torticulatum d'Orb.
Trimarginites sp.

b) La microfaune est peu abondante mais renferme une forme caractéristique indiquant l'Oxfordien s.l. :

Epistomina aff. mosquensis Uhlig accompagnée de :
Lenticulina sp.
Citharina (Vaginulina) sp.
Dentalina sp.

Principaux facies

Bien que suffisamment monotones pour empêcher toute différenciation cartographique, les marnes noires oxfordiennes présentent cependant un certain nombre de variations lithologiques qui permettent de reconnaître les trois sous-étages identifiés par la faune :

- L'Oxfordien inférieur correspond à des marnes noires à patine gris foncé renfermant des intercalations de bancs minces, de quelques centimètres, ferrugineux, rouges ; cette série est assez fossilifère.

- L'Oxfordien moyen est représenté par un facies exclusivement marneux (marnes noires schisteuses) avec de très rares intercalations de calcaires gris à patine rouille.

- L'Oxfordien supérieur est caractérisé par une augmentation du pourcentage des éléments carbonatés (annonce de l'Argovien) ce qui se traduit par des dépôts qui, bien que surtout marneux, renferment de nombreuses intercalations de calcaires à patine jaune rouille : calcaire finement grenu très finement quartzeux (quartz très petits $\leq 13\mu$) à filonets de calcite ; vers le sommet apparaît du gypse secondaire en petites masses amorphes

avec un peu de pyrite. Un peu de bitume, remplissant une petite fissure, a été trouvé dans cette série au NW de Lafare.

Tout à fait au sommet, apparaissent des cordons de nodules ferrugineux roux dont certains contiennent de belles ammonites.

Aucune variation de facies n'est observable entre les différents affleurements du massif de Suzette ; de plus la position structurale anormale (copeaux entraînés par le Trias du versant nord du massif de la Roque-Alric) ou les fortes déformations (plissotements aigus et complexes de Souira et de la Combe Sauvage) empêchent le plus souvent toute distinction des ensembles lithologiques ci-dessus. Une telle différenciation n'est possible que dans la vallée de Lafare-Suzette en contrebas de la première Dentelle.

Epaisseur

La base de la série est inconnue, et la zone affleurante trop écrasée pour que des mesures d'épaisseur puissent être effectuées ; seul un ordre de grandeur très approximatif peut être donné : 250 m environ dans la région d'affleurement maximal, à l'W de Lafare.

Conditions de sédimentation et corrélations avec les régions voisines

Cette série monotone de marnes sombres, dont la faune pauvre est uniquement représentée par des ammonites (Phylloceras et Lytoceras en majorité) doit correspondre à des dépôts relativement profonds.

Ce facies de l'Oxfordien est celui des "Terres noires" que l'on retrouve sur toute l'étendue des chaînes subalpines.

II. - L'ARGOVIEN (pl. 2, log 1)

Cet étage affleure largement dans le massif de Gigondas où il forme, soit le piedmont des falaises kimmeridgiennes-tithoniques (Dentelles de Gigondas), soit le cœur des structures anticlinales (Saint-Amand-Arfuyen).

Dans le massif de la Roque-Alric la trop grande complexité tectonique, due à la proximité du Trias, ne permet pas de l'identifier.

Il est représenté par une alternance de marnes et de calcaires marneux.

La limite inférieure est surtout paléontologique et correspond à l'apparition des ammonites argoviennes à la base des marnes calcaires (cf. chapitre Oxfordien).

La limite supérieure est difficile à préciser paléontologiquement, les fossiles caractéristiques du Rauracien étant très peu fréquents. La présence de rares Biplices, dans la série uniquement calcaire qui est superposée aux marnocalcaires argoviens, nous a conduit à adopter pour limite d'étage

cette variation de facies importante.

Faune

a) La macrofaune est en général abondante, mais son état de conservation est le plus souvent trop médiocre pour permettre une bonne étude paléontologique, citons :

- Dans l'Argovien inférieur
Phylloceras kunthi Neum.
Taramelliceras cf. nycteis Buck.
Taramelliceras aff. sarasini de Lor.
- Dans l'Argovien sensu lato
Lytoceras sp. cf. lucingensis Fav.
Ochetoceras canaliculatum v. Busch

b) La microfaune est assez abondante.

- Dans les intercalations calcaires elle est constituée par des débris d'organismes silicifiés, des radiolaires et par de nombreux Globochaete et Eothrix alpina ; cette association est caractéristique de tout le sommet du Jurassique supérieur de l'Argovien au Tithonique inclus.

Les lavages effectués dans les marnes ont mis en évidence une microfaune abondante, mais peu caractéristique, indiquant l'Oxfordien-Ar-govien :

Cristellaria polinica Weniowski.
Spirillina sp.
Spirillina aff. elongata W. Biel et W. Poza
Lenticulina sp.
Dentalina sp.
Astacolus cf. lanceolata (Schwager)

Facies

Les affleurements sont discontinus, par suite du recouvrement par des éboulis provenant des falaises tithoniques. La coupe la plus complète se situe au pied de la première Dentelle (Dentelle de la Salle), à l'W de Lafare, dans un arrachement.

La série se présente comme une alternance de marnes gris sombre à patine gris clair et de calcaires marneux gris sombre à patine jaune, (calcaires grumeleux avec petits filonets de calcite et calcaires microgrenus un peu grumeleux) en bancs minces de quelques centimètres à 10 centimètres au maximum. De bas en haut la fréquence des bancs calcaires augmente et la série se termine par une succession continue de bancs calcaires marneux à délit plus ou moins noduleux.

Cé facies est constant dans toute l'étendue du massif de Suzette.

L'épaisseur est assez constante et de l'ordre de 50 m.

Conditions de sédimentation et de corrélations avec les régions voisines

L'Argovien est représenté par un facies de transition entre la sédimentation terrigène et finement détritique de l'Oxfordien et les facies exclusivement thalassogènes et pélagiques du sommet du Jurassique supérieur.

Cette série marnocalcaire est identique à celle de facies dauphinois classique des chaînes subalpines.

III. - RAURACIEN SEQUANIEN - KIMMERIDGIEN INFÉRIEUR (pl. 2, log 1).

Cette série uniquement calcaire affleure surtout dans le massif de Gigondas où elle forme le premier escarpement rocheux au pied de la barre tithonique donnant les crêtes des Dentelles de Gigondas.

Dans le massif de la Roque-Alric, ses affleurements sont beaucoup plus réduits (Carabelle, le Devez) et son influence sur la morphologie est nulle.

Limite inférieure

Elle est lithologiquement très bien marquée et correspond au premier escarpement calcaire dominant les "Terres noires" et l'Argovien ; du point de vue paléontologique elle est moins précise, en raison de l'absence de faunes caractéristiques du Rauracien-Séquanien en dehors de mauvais débris de Biplices.

Cette absence apparente résulte, d'une part de la très faible épaisseur de ces deux étages (quelques mètres) surmontés par un Kimméridgien inférieur typique et, d'autre part, des conditions d'affleurement défavorables : contre pendage par rapport à la pente qui laisse affleurer la tranche des bancs et masque le toit des couches où sont en général situés les fossiles.

Limite supérieure

Elle est essentiellement lithologique. La série Rauracien-Kimméridgien est surmontée par une corniche de calcaires massifs ; malgré l'absence de faune cette barre calcaire peut être attribuée au Tithonique (Kimméridgien supérieur-Portlandien) par analogie avec les régions voisines des Baronnies et du Diois.

Faune

a) Macrofaune. Il a été recueilli une très bonne faune du Kimméridgien inférieur (zone à Streblites tenuilobatum).

Aspidoceras accanthicum Opp.

. Ataxioceras discobolum Font.

Ataxioceras inconditum Font.

Dichotomosphinctes stenocyclus Font.

Lithacoceras arduescicus (Font.)

Orthosphinctes roubyanus Font.
Haploceras subelimum Font.
Physidoceras iphicerum Opp.
Simoceras kaiseri Weg.
Sowerbyceras silenus Weg.
Taramelliceras trachinotum Opp.
Phylloceras cf. mesophanes Font.

Leenhardt (30) signalait déjà dans sa thèse sur le mont Ventoux que la seule faune recueillie dans le massif de Gigondas se rapportait à la zone à Streblites tenuilobatum. Par contre F. Douvillé (9) déclare avoir identifié le Rauracien et le Séquanien, mais ne donne aucune liste de fossiles.

b) La microfaune est caractérisée par l'association Globochaete-Eotrix, déjà présente dans l'Argovien, à tous les niveaux de la série. Il faut noter la présence de radiolaires dans plusieurs niveaux.

Quelques lavages effectués dans les joints marneux se sont révélés azoïques.

Facies

Cette série affleure, sans variation de facies sensible, dans le massif de Suzette ; la meilleure coupe se situe dans la première Dentelle de Gigondas (La Salle).

Elle correspond à une succession de calcaires bien lités en bancs minces de 25 cm en moyenne, séparés, principalement à la base, par des lits grumeleux plus marneux et même par des joints de marnes noires de quelques centimètres d'épaisseur. La série se termine par un banc grumeleux facilement érodé qui ceinture la corniche tithonique d'une vire formant un bon repère topographique.

Ces calcaires à patine gris clair donnent à la cassure une pâte fine gris clair avec des mouchetures brun chocolat plus ou moins développées ; localement ces taches peuvent prendre une grande extension et envahir des bancs entiers ce qui explique l'appellation de "calcaires chocolat " parfois donnée à cette formation. Les chailles sont fréquentes dans ces calcaires et plus particulièrement au sommet de la série.

L'étude de microfacies indique une série très monotone de calcaires grumeleux, calcaires microgrenus plus ou moins grumeleux ; les horizons supérieurs renferment des filonets de calcite.

L'épaisseur très constante, est de l'ordre de 80 m, dont au moins 70 m pour le seul Kimméridgien inférieur et seulement moins de 10 m pour le Séquanien et le Rauracien.

Conditions de sédimentation et corrélations avec les régions voisines

Ce facies exclusivement calcaire est identique à celui observé dans

les chaînes subalpines des Baronnies et du Diois par exemple ; il s'agit du facies dauphinois.

Cette série est représentée par des facies exclusivement thalassogènes et pélagiques (Cf. chapitre Tithonique).

IV. - LE TITHONIQUE (KIMMERIDGIEN SUPERIEUR-PORTLANDIEN) (pl. 2 log 1).

Barre calcaire massive, cette série affleure principalement dans le massif de Gigondas ; elle forme les reliefs aigus qui constituent les traits dominants des Dentelles de Gigondas : grand Montmirail, La Salle, Dentelle Sarrazine, La Cayron et la Grande Montagne ; elle forme de même la crête de Saint-Amand et tout le flanc sud de l'Arfuyen.

Dans le massif de la Roque-Alric, elle se traduit par une falaise dans le Devez (flanc ouest) et dans Carabelle.

Limite inférieure

Elle est essentiellement lithologique : corniche massive surmontant les calcaires bien lités du Rauracien-Kimméridgien inférieur (cf. chapitre précédent).

Limite supérieure

Elle n'est bien définie que lithologiquement ; le toit de la barre calcaire est surmonté par des bancs minces de calcaires pseudo bréchiques qui renferment une faune du Tithonique supérieur associée à des espèces déjà berriasienues.

Faune

a) Macrofaune : Cette série est entièrement dépourvue de fossiles à l'exception des bancs terminaux qui renferment une faune mixte du Tithonique supérieur et du Berriasien.

Citons :

Tithonique supérieur :

Berriasella jacobi Maz.

Spiticeras pseudogroteanum Djan.

Subplanites pouzinensis Toucas

Tithonique supérieur - Berriasien inférieur :

Berriasella obtusenodosa Retow.

Berriasella callisto d'Orb.

Berriasella sp. aff. paramacilenta Maz.

Berriasella gr. tarini Kil. broussei Maz.

b) Microfaune : l'examen des plaques minces montre que l'association Globochaete-Eotrix se poursuit au Tithonique et disparaît dès le Berriasien

inférieur. Cette association constitue donc un excellent repère stratigraphique pour toute la série du Jurassique supérieur de l'Argovien aux couches de transition au Berriasien. L'absence des Calpionnelles dans les assises terminales du Tithonique mérite d'être signalée, car elles apparaissent habituellement à ce niveau dans les Baronnies.

Les radiolaires sont fréquents dans ces assises ; il faut noter la présence d'Ostracodes et de Foraminifères indéterminable dans les horizons de passage au Berriasien.

Principaux facies

Bien que cet ensemble soit toujours représenté par un facies exclusivement calcaire, des modifications dans la structure des bancs et dans la morphologie conduisent à distinguer deux régions légèrement différentes.

a) La région des Dentelles de Gigondas et du massif de la Roque-Alric où la série comprend :

- A la base, une barre massive d'une quarantaine de mètres environ de calcaires gris assez clair, avec quelques taches brun rouille, microgrenus (photo 2) avec filonets de calcite et nombreux débris recristallisés ; localement, cette corniche peut devenir grossièrement litée sur des distances très courtes : bancs irréguliers de 1 m à 1 m 50 d'épaisseur.

En deux points, à l'W de Lafare (cascade Saint-Christophe) et au S de la tour de Montmirail (Mon rêve), ces zones litées montrent une stratification oblique par rapport aux bancs réguliers de l'ensemble sous jacent (Rauracien à Kimméridgien inférieur) ; ce phénomène semble indiquer des conditions de dépôt plus agitées au Tithonique ou plutôt des glissements synsédimentaires.

- Au sommet, sur quelques mètres d'épaisseur, des bancs minces (20 à 25 cm) pseudobréchiques (calcaires microgrenus très riches en filonets de calcite, localement finement graveleux) du Tithonique supérieur.

b) La région d'Arfuyen où la série est moins monotone :

- Alternance, sur 60-70 m, de gros bancs de calcaires gris clair (calcaires microgrenus) à érosion karstique, de passées finement litées mais irrégulières (calcaires microgrenus localement graveleux) et de bancs minces (quelques centimètres) de pseudomicroconglomérats calcaires.

Du fait du caractère plus hétérogène des facies, le rôle morphologique de cet ensemble est moindre et ne donne pas une falaise aussi nette que celle des Dentelles de Gigondas.

- Il faut noter, dans cette région, l'absence des lits bréchiques et fossilifères du sommet de la série, ce qui ne permet pas d'identifier le Tithonique supérieur.

Variations d'épaisseur

Bien que les variations d'épaisseur soient peu importantes, il faut noter un épaissement de la série d'W en E :

40-45 m dans les Dentelles de Gigondas,
plus de 60 m dans l'Arfuyen.



Photo 2. Microfacies du Tithonique.

Calcaire microgrenu, nombreux débris cristallisés. Globochaete (a) x50.

Conditions de sédimentation et corrélations avec les
régions voisines

Le Tithonique représente la continuation du mode de dépôt existant depuis le Rauracien. Une origine pélagique de haute mer peut être admise pour l'ensemble de cette série. En ce qui concerne la profondeur à laquelle ces sédiments se sont déposés, on peut seulement faire remarquer l'absence de

tout organisme benthonique sans que cela signifie forcément une profondeur de dépôt très considérable.

La présence fréquente au Tithonique de facies à débris plus ou moins graveleux associés à des pseudomicroconglomérats, de stratification irrégulière, indique l'existence, durant la sédimentation, de phénomène de glissements accompagnés, sans doute, de courants sous-marins.

Comme le reste du Jurassique supérieur, le Tithonique du massif de Suzette correspond au facies dauphinois typique de l'ensemble des chaînes subalpines.

CHAPITRE IV

LE CRETACE INFERIEUR

Le Crétacé inférieur affleure largement dans le massif de Suzette et la série s'y montre complète du Berriasien au Gargasien inclus.

En raison du rôle important joué dans la formation du massif par les variations de facies, fréquentes à cette époque, le présent chapitre sera limité à l'énumération des facteurs lithologiques et paléontologiques propres à chaque étage. Un chapitre ultérieur sur la paléogéographie de cette série (cf. p. 142) sera consacré à l'analyse de ces données stratigraphiques

Les différents étages du Crétacé inférieur seront traités séparément, à l'exception du Barrémien et du Bédoulien très difficilement distinguables.

I. - LE BERRIASIEN (pl. 3, log 4).

Cet étage affleure principalement dans le massif de la Roque-Alric, où il constitue tous les reliefs importants, et dans le massif de Gigondas où ses affleurements sont souvent masqués par les éboulis du Tithonique vertical.

Par son facies surtout calcaire, cette série est plus apparentée au Jurassique supérieur qu'au Crétacé inférieur, presque exclusivement marneux tout au moins dans sa partie inférieure.

Limite inférieure

Elle est lithologiquement bien définie par les bancs de calcaires bréchiques à faune mixte du Tithonique supérieur et du Berriasien inférieur (cf. p. 30).

Limite supérieure

La limite lithologique est peu nette car il y a passage progressif du facies calcaire berriasien aux marnes valanginiennes. La coupure entre les deux étages est marquée par l'apparition d'une faune valanginienne dès les premières assises nettement marneuses.

Faune

- a) La macrofaune est assez abondante et essentiellement composée

d'ammonites * :

Dans l'ensemble de l'étage :

Berriasella richteri Opp.

Lytoceras honorati d'Orb.

Neocomites cf. occitanus Pict.

Neocomites subalpinus Maz.

Neocosmoceras rerollei Paq.

Spiticeras kiliani Djan.

Dans les termes supérieurs de l'étage :

Berriasella aff. malbosi d'Orb.

Berriasella privasensis Pict.

b) Microfaune : Le Berriasien renferme une microfaune caractéristique, nettement distincte aussi bien du Tithonique que du Valanginien, constituée par une association de Calpionelles :

Calpionella alpina Lorenz

Calpionella elliptica Cadisch

Tintinnopsella carpathica (Margeau et Filipescu)

Stenosemellopsis hispanica (Colom)

Ces espèces sont associées à des Radiolaires et à des débris d'Echinodermes.

Facies

La coupe la plus complète se situe dans la première Dentelle de Giondas entre la chapelle Saint-Christophe et Cassan, à l'W de Lafare. La série comprend de bas en haut :

- Quelques bancs minces de calcaires microbréchiques graveleux gris clair, épais de quelques mètres, faisant transition avec le Tithonique.
- Une série de calcaires gris clair, sonores, à cassure anguleuse, épaisse de 55 m ; sur le fond clair de la pâte s'observent des mouchetures violettes ou roses qui donnent un aspect particulier à la roche.

Le microfacies indique des calcaires sublithographiques et des calcaires microgrenus (photo 3) un peu grumeleux à rares quartz très fins (10 à 60 μ).

Dans cette série s'intercalent de minces passées marneuses de quelques centimètres à la base ; vers le sommet des intercalations se développent pour aboutir à une alternance de calcaires et de marnes qui constitue la zone de passage au Valanginien inférieur marneux.

* Les espèces caractéristiques du Berriasien inférieur associées à celles du Tithonique supérieur ont été énumérées dans le chapitre précédent p. 30.



Photo 3. Microfacies du Berriasien. x50.

Calcaire microgrenu grumeleux rares quartz fins, Calpionnelles (a) et Radiolaires (b)

Il faut signaler, interstratifiés dans les bancs calcaires, des horizons de pseudo-conglomérats de quelques centimètres à quinze centimètres d'épaisseur : microconglomérat monogénétique de galets de calcaire berriasien emballés dans une pâte de même facies renfermant de nombreux débris d'*Aptychus* sp. Ces bancs résultent de l'effet conjugué de glissements et de courants sous-marins. Le passage latéral de ces conglomérats aux horizons calcaires est très bien visible.

Leur importance et leur répartition sont variables suivant les points :
- A Cassan ils sont répartis dans la série en 5 niveaux distincts.

- Aux Trois Yeux (E de Gigondas) il n'existe qu'un seul banc, de 30 cm d'épaisseur, composé par place uniquement de débris roulés d'Ap-tychus.

Ce faciès du Berriasien est constant dans le massif de Suzette à l'exception de la région des Grioux-Le Cron (amorce d'une quatrième Dentelle jurassique au NW de la Font du Pommier) où l'on observe :

- A la base quelques mètres de calcaires gris graveleux à Miliolites, foraminifères benthiques et algues Dasycladacées (fig. 4).
- Au sommet quelques dizaines de mètres de calcaires gris analogues à ceux de la coupe précédente mais renfermant de nombreuses chailles.



*Photo 4. Calcaires détritiques graveleux du Berriasien inférieur des Grioux.
Oolithes remaniées (a) et Miliolites (b).*

Variations d'épaisseur

Comme au Tithonique, un épaississement est observable d'W en E dans le massif de Suzette :

- 50 à 60 m dans le massif de la Roque-Alric et dans les Dentelles de Gigondas.
- 70 m sur le flanc sud-est de Saint-Amand.

Conditions de sédimentation et corrélations avec les régions voisines

Le Berriasien correspond à une période de transition entre le Jurassique supérieur calcaire et le Crétacé inférieur marneux. En effet, représenté dans sa moitié inférieure par des facies exclusivement thalassogènes et pélagiques, le Berriasien passe progressivement vers son sommet à une alternance de marnes et de marno-calcaires, c'est-à-dire, à un mode de dépôt dans lequel les apports terrigènes fins sont de plus en plus élevés,

La présence de microconglomérats intraformationnels indique l'existence de glissements et de courants sous-marins au cours de la sédimentation ; ils doivent correspondre à une certaine instabilité des fonds (bascullements) qui est la trace de légers mouvements épirogéniques.

L'existence de facies à Miliolites et algues dans la région des Grioux indique, soit un haut fond local dans cette zone, soit un apport par glissement sur le fond sous-marin à partir d'un haut fond relativement peu éloigné. Ce phénomène est connu, par ailleurs, en plusieurs points des Baronnies.

Le facies du Berriasien du massif de Suzette est analogue à celui des Baronnies et du Diois.

II. - LE VALANGINIEN

Cet étage affleure dans le massif de Suzette dans trois régions principales :

- Dans le massif de la Roque-Alric où il est localisé dans les dépressions entourant les reliefs du Jurassique supérieur - Berriasien.
- Dans le massif de Gigondas où il affleure surtout dans les vallées séparant les Dentelles Jurassiques.
- Au cœur de l'anticlinal de Séguret sur le versant occidental du Pays de Vaison.

Dans les deux premières régions le facies de cet étage est exclusivement marneux et renferme une faune abondante d'Ammonites pyriteuses ; dans la troisième, le pourcentage des éléments carbonatés est plus élevé, ce qui se traduit par de fréquentes intercalations de calcaire et par une faune d'Ammonites uniquement calcaires. Une différenciation importante dans la nature des faunes, valable surtout pour les microfossiles, entre le Valanginien des massifs de Gigondas et de la Roque-Alric d'une part, et celui de

l'anticlinal de Séguret d'autre part, conduit à traiter séparément ces deux zones.

1) Valanginien des massifs de Gigondas et de la Roque-Alric (pl. 3 log 4).

Comme cela a été dit précédemment, cet étage est représenté presque exclusivement par un facies marneux avec de rares et minces intercalations de calcaires marneux.

La limite inférieure est mal définie lithologiquement par suite du passage progressif du facies calcaire du Berriasien aux marnes valanginiennes ; elle est surtout paléontologique car une faune du Valanginien inférieur a été récoltée à la base des marnes (Kilianella lucensis Sayn., Phyllo-
lopachyceras valbellense Coll. etc.).

Limite supérieure

Le facies marneux du Valanginien supérieur passe progressivement à une alternance régulière de calcaires marneux et de marnes caractéristiques de l'Hauterivien, sans qu'une limite lithologique précise puisse être observée ; seule l'apparition d'ammonites de l'Hauterivien inférieur permet de séparer ces deux étages (Hoplites cf. longinodus N et Uhl., Hoplites (Leopoldia) castellanensis d'Orb., etc).

Faune

a) La macrofaune est abondante dans toute la série mais plus particulièrement dans le Valanginien supérieur ; elle est constituée presque exclusivement par des fossiles pyriteux et les ammonites calcaires sont très rares et toujours en très mauvais état.

Dans le Valanginien inférieur :

Ammonites : Phyllo-
lopachyceras valbellense Coll.
Kilianella lucensis Sayn
Lytoceras juilleti d'Orb.
Sarasinella (Hoplites) trezanensis P. Lory

Belemnites : Duvalia lata Blainv.

Dans le Valanginien supérieur :

Ammonites : Saynoceras verrucosum d'Orb.
Polyptychites terscissus v. Koenen
Neohoploceras depereti Sayn
Neohoploceras provincialis Sayn
Sarasinella (Hoplites) perisphintoïdes Uhl.
Lytoceras (Protetragonites) quadrisulcatum d'Orb.
Phylloceras serum Opp.
Neocomites aff. neocomiensis d'Orb. var. neocomien-
siformis Hoh.

Ces ammonites sont fréquemment associées à des Belemnites, des

Gastéropodes, des Lamellibranches et des Brachiopodes indéterminables ; il faut signaler l'abondance des débris d'Aptychus sp.

Dans le Valanginien sensu lato :

Phylloceras semisulcatum d'Orb.
Phylloceras tethys d'Orb.
Phylloceras semistriatum d'Orb.
Neolissoceras grasi d'Orb.
Neocomites neocomiensis d'Orb.
Holcostephanus stephanophorus Math.
Holcostephanus sp. aff. jeannoti d'Orb.
Bochianites neocomiensis d'Orb.
Ptychophylloceras semisulcatum d'Orb.

b) La microfaune est abondante et les Foraminifères qui la composent sont en tout point analogues à ceux du Valanginien des Baronnies, c'est-à-dire, des facies vocontiens typiques.

Ces Foraminifères permettent de subdiviser la série en deux zones : la zone inférieure est caractérisée par Lenticulina gr. eichenbergi Bart. et la zone supérieure par Lenticulina ouachensis Sigal, Tristix carinata Sigal et Tristix djaffaensis Sigal. Les corrélations qui peuvent être établies entre ces deux subdivisions micro-faunistiques et les gisements d'ammonites montrent que la zone inférieure correspond au Valanginien inférieur et la zone supérieure au Valanginien supérieur (Saynoceras verrucosum d'Orb.) et à l'Hauterivien. Dans d'autres régions, en Afrique du Nord par exemple, ces deux zones permettent de distinguer le Valanginien de l'Hauterivien, la base de ce dernier étant placée à l'apparition de Lenticulina ouachensis Sigal.

Citons, dans le Valanginien inférieur :

Verneuillinoïdes neocomiensis (Mjatliak)
Reophax pilulifera Boly.
Ramulina aptiensis Bartenstein
Lenticulina munsteri Roem.
Lenticulina gr. eichenbergi Bart.
Frondicularia hastata Roem.
Frondicularia inversa Reuss
Vaginulina (Citharina) kochii Roem.
Dentalina linearis (Roemer)
Tristix acutangulus (Reuss)
Pseudoglandulina humilis (Roemer)
Ammodiscus tenuissimus (Gümbel)
Marssonella sp. a.

Dans le Valanginien supérieur :

Marssonella sp. b.
Ammodiscus sp. a.
Lenticulina (Astacolus) calliopsis Reuss
Lenticulina ouachensis Sigal *

Lenticulina ouachensis multicella Bolli, Bartenstein et Brand *

Lenticulina sp. a.

Lenticulina roemeri (Reuss)

Vaginulina (Citharina) procera Albers

Vaginulina (Citharina) kochii Roemer

Vaginulina (Citharina) robusta (Chapman)

Tristix carinata Sigal *

Tristix djaffaensis Sigal *

Pseudoglandulina tenuis (Bornemann)

Facies

La série est très homogène dans les massifs de Gigondas et de la Roque-Alric. Les coupes les plus complètes se situent :

- A l'E de Gigondas dans la région des Florêts.
- Dans la dépression qui sépare la seconde Dentelle de la troisième, au pied du Rocher du Turc.
- Dans le synclinal de Cassan entre les deux premières Dentelles, au N-NW de Lafare.

La série comprend de bas en haut :

- Des marnes grises avec des intercalations de calcaires marneux gris de quelques centimètres, de plus en plus rares vers le sommet ; cet ensemble correspond au Valanginien inférieur.
- Des marnes gris clair ou jaunâtres, localement gypseuses (gypse secondaire), avec quelques intercalations de calcaires marneux gris à patine jaune en bancs minces de quelques centimètres à 10 cm d'épaisseur ; Valanginien supérieur.

Variations d'épaisseur

Deux raisons principales empêchent d'estimer avec précision l'épaisseur de cette série :

- Un trop grand compartimentage des affleurements qui ne montrent le plus souvent qu'une partie de la série,
- Des efforts orogéniques intenses qui ont provoqué des plissements, des laminages et des étirements fréquents des marnes.

Seul un ordre de grandeur peut être indiqué, c'est-à-dire une épaisseur moyenne comprise entre 150 et 200 m.

Conditions de sédimentation et corrélations avec les régions voisines

Ce paragraphe devant être traité au cours d'un chapitre ultérieur consacré à la paléogéographie du Crétacé inférieur (cf. chapitre XVII, p. 142), nous noterons seulement ici la similitude existant entre le Valanginien

* Espèces de l'Hauterivien d'Afrique du Nord.

des massifs de Gigondas-La Roque-Alric et les facies vocontiens des Baronnies.

2) Valanginien de l'Anticlinal de Séguret (pl. 3, log 2).

Entre Séguret et Vaison, sur le flanc occidental des collines de Mars et de Pied-Chaux se situe, au cœur d'un anticlinal nord-sud (chapitre XII, p.104) un affleurement isolé important de Valanginien dont le facies est sensiblement différent de celui de la région précédente.

La limite inférieure est inconnue, puisque le sommet du Valanginien représente le terme le plus ancien de la série affleurant dans cette région.

Limite supérieure

Elle est uniquement paléontologique puisque le facies de marnes intercalées de fréquents bancs calcaires du Valanginien se poursuit sans aucune variation dans l'Hauterivien inférieur. Cette limite paléontologique est bien marquée par l'apparition brusque, dès les premiers mètres de l'Hauterivien, de différents fossiles caractéristiques de cet étage.:

- Ammonites : Phyllopachyceras cf. infundibulum d'Orb. et Lytoceras sp. ind aff. strangulatum d'Orb.
- Association d'Ostracodes dont Euryitycythere parisium Oertli est caractéristique de l'Hauterivien inférieur.
- Association de Foraminifères, différente de celle existant dans le Valanginien sous-jacent ; par l'apparition, quelques mètres au-dessus de couches à Lenticulina Ouachensis Sigal, de globigerines et de Conorotalites.

Faune

a) La macrofaune est peu abondante et les fossiles sont presque tous calcaires ; les pyriteux sont très rares et toujours en très mauvais état, ce qui montre que les conditions de sédimentation étaient différentes de celles de la région précédente où les fossiles étaient presque exclusivement pyriteux.

Les niveaux fossilifères sont localisés à la base de la série observable et dans les horizons de passage à l'Hauterivien.

Dans les couches de base nous avons récolté :

Ammonites : Phylloceras serum Opp. var. perlobata Sayn
Phylloceras semisulcatum d'Orb.
Calliphylloceras calypso d'Orb.
Neolisseras grasi d'Orb.
Holcostephanus sp.
Kilianella roubaudi d'Orb.

Belemnites : Duvalia lata Blainv.

Brachiopodes : Terebratula taminrinda Sow.

Ces fossiles sont associés à des gastéropodes et des échinides indéterminables.

La présence de Kilianella roubaudi d'Orb., permet de dater cette série du Valanginien inférieur. Il faut noter que cette ammonite a été récoltée quelques mètres sous la limite Valanginien-Hauterivien ce qui conduit à admettre soit :

Une lacune totale du Valanginien supérieur (érosion sous-marine contemporaine du dépôt).

Une réduction à quelques mètres de ce sous-étage inidentifiable par suite de l'absence de Saynoceras.

A la limite Valanginien-Hauterivien les fossiles recueillis sont :

Ammonites : Hoplites ind. aff. Delphinites ritteri Sayn

Ptychophylloceras ptychoicum Qu.

Phylloceras cf. serum Opp.

Phylloceras cf. tethys d'Orb. du Valanginien.

Hoplites perisphinctoïdes Uhl. du Valanginien élevé
Hauterivien inférieur.

Phyllopachyceras cf. infundibulum d'Orb.

Spitidiscus sp.

Lytoceras sp. ind. aff. strangulatum d'Orb. de
l'Hauterivien.

Gastéropodes : Pleurotomaria aff. heberti Math. du Néocomien
sensu lato.

Lamellibranches : Plicatula aff. roemeri d'Orb. du Crétacé
inférieur.

b) La microfaune est très abondante et renferme de nombreuses Miliolites (Triloculina et Spiroloculina). Citons parmi les nombreux Foraminifères :

Trocholina burlini Gorbatchik

Epistomina cf. auresensis Sigal

Trochammina inflata Bartenstein

Trochammina cf. inflata Bartenstein

Trochammina sp. a.

Glomospira gordialis var.

Lenticulina eichenbergi Bartenstein

Fronicularia cf. loryi Bartenstein

Sigmorphina neocomiensis

Cette microfaune, dont Lenticulina eichenbergi Bart., a été recueillie dans des niveaux datés avec certitude du Valanginien inférieur par suite de la présence de Kilianella roubaudi d'Orb.* ; il semble intéressant d'insister sur ce point, car en Allemagne par exemple Lenticulina eichenbergi Bart. n'est connue qu'à partir de l'Hauterivien inférieur.

* Il en est de même dans les Baronnies où cette espèce est connue dans le Valanginien et l'Hauterivien.

Dans l'Anticlinal de Séguret, bien que la lacune du Valanginien supérieur rende toute comparaison difficile, il semble que les zones micro-paléontologiques mises en évidence dans le massif de Gigondas se retrouvent :

Une zone inférieure, caractérisée soit par Lenticulina eichenbergi Bart., soit par Lenticulina gr. eichenbergi Bart., qui représente le Valanginien inférieur dans les deux régions.

Une zone supérieure, caractérisée par Lenticulina ouachensis Sigal, qui représente, soit le Valanginien supérieur-Hauterivien dans le massif de Gigondas où la série est complète, soit l'Hauterivien dans l'Anticlinal de Séguret où seul ce dernier étage est représenté.

On doit noter que cette stricte localisation de ces espèces n'est valable que dans notre région d'étude, car dans les Baronnies mêmes elles persistent dans l'Hauterivien. De plus, si on compare ces résultats avec des régions de référence comme l'Afrique du N (cf. p. 40) et l'Allemagne on est amené à déduire que dans le massif de Suzette, comme d'ailleurs dans l'ensemble des Baronnies, les zones micropaléontologiques ci-dessus sont nettement décalées et que les espèces qui les composent apparaissent plus bas dans la série stratigraphique.

Facies

Dans cette région la série est moins franchement marneuse ; elle se présente sous la forme de marnes gris sombre assez dures (pourcentage des éléments carbonatés supérieur à celui des éléments argileux) avec un peu de gypse secondaire, alternant avec des bancs minces (≤ 10 cm) de calcaires marneux, de calcaires peu marneux et gréseux (calcaire grenu quartzeux à quartz de 50 à 100 μ renfermant des Miliolites, des Ophthalmoïdites, des Haplophragmoïdites, des Textularidites, Ostracodes et des débris d'Echinodermes) et de calcaires très peu marneux gris (calcaire grenu fin à débris recristallisés de spicules et d'échinodermes, à quartz très peu abondant de grain moyen de 50 à 70 μ et renfermant des Miliolites, des Textularidites, des Haplophragmoïdites et des Ostracodes). Les passées marneuses sont toutefois plus fréquentes et plus développées que les horizons calcaires.

Le Valanginien de Séguret n'affleurant que sur une épaisseur visible de 50 m il est impossible de préciser son épaisseur totale.

Les conditions de sédimentation et les corrélations avec les régions voisines seront traitées dans un chapitre ultérieur consacré à la paléogéographie du Crétacé inférieur (cf. 143) ; cependant signalons dès maintenant qu'il s'agit d'un faciès évoquant, par la constitution de sa microfaune, certaines assises du Barrémien. C'est la première fois qu'une telle convergence de faciès faunistique peut, dans la région considérée, être mise en évidence entre les deux étages.

III. - L'HAUTERIVIEN

Cet étage affleure largement dans le massif de Suzette et montre des variations de faciès importantes qui conduisent à traiter séparément les

trois régions suivantes :

- Anticlinal de Séguret,
- Massif de Gigondas,
- Massifs de la Roque-Alric-Le Barroux.

Dans ce chapitre, seuls seront étudiés les facies types de ces trois zones, l'étude de leurs termes de transition n'étant abordée que dans le chapitre consacré à la paléogéographie de l'Hauterivien (cf. chapitre p.144).

1) Hauterivien de l'Anticlinal de Séguret (pl. 3, log 2-3).

Les affleurements les plus typiques de cette région sont localisés dans la colline de Pied-Chaux et sur le versant occidental de celle de Mars au SW de Vaison : les facies sont principalement calcaires.

La limite inférieure est essentiellement paléontologique, l'Hauterivien débutant par une alternance de marnes et de calcaires marneux identiques à celle du Valanginien (cf. p.42).

La limite supérieure est très mal définie car, non seulement les facies calcaires de l'Hauterivien et du Barrémien sont très proches, mais de plus, les assises rapportées au Barrémien n'ont livré aucun macrofossile déterminable. Seule une légère variation de facies dans cette série calcaire nous a permis de distinguer :

- Un Hauterivien supérieur formé de calcaires toujours assez nettement marneux avec de très minces intercalations de marnes fréquentes,
- D'un Barrémien essentiellement constitué par des calcaires très peu marneux.

Plus au S, derrière le village de Séguret, dans une zone de passage latéral aux facies plus marneux du massif de Gigondas, nous avons découvert, à la limite des deux facies ci-dessus, un gisement d'ammonites du toit de l'Hauterivien et du Barrémien basal (voir ci-dessous) ; ce qui permet de déduire que la limite lithologique adoptée coïncide avec la limite paléontologique Hauterivien-Barrémien.

Faune

a) La macrofaune est rare et le plus souvent en mauvais état ; elle comprend presque exclusivement des ammonites très difficiles à déterminer spécifiquement, de ce fait aucune subdivision stratigraphique n'est possible dans la série hauterivienne. Il semble toutefois que l'Hauterivien inférieur soit peu épais (45 m environ par suite de la présence de Desmoceras et de Phyllopachyceras infundibulum d'Orb. très bas dans la série.

Nous avons récolté :

Ammonites : Phyllopachyceras infundibulum d'Orb.
Nautilus (Cymatoceras) requieni d'Orb.
Spitidiscus sp.
Lytoceras sp. ind. aff. strangulatum d'Orb.

Desmoceras sp. ind.
Desmoceras sp. aff. loryi Paq.

Crinoïde : Actinometra (Antedon) cf. infracretacea Ooster

Derrière Séguret, le gisement situé à la limite Hauterivien-Barrémien renferme :

Phyllopachyceras infundibulum d'Orb. (Hauterivien supérieur-Barrémien).
Lytoceras cf. strangulatum d'Orb.
Spitidiscus intermedius d'Orb. (Hauterivien supérieur).
Holcodiscus hugii Oost. (Barrémien basal).
Crioceras cf. fissicostatum Roemer (Barrémien basal).

b) La microfaune est abondante et les lavages effectués dans la partie inférieure marneuse de la série ont montré :

- De très nombreux Foraminifères identiques à ceux du Valanginien mais auxquels viennent s'ajouter quelques formes pélagiques : des Globigerines et des Conorotalites parmi lesquels on peut déterminer Globigerina hauterivica Subbotina. Il faut aussi rappeler la disparition de Lenticulina eichenbergi Bart qui est remplacé dès la base de l'Hauterivien par Lenticulina ouachensis Sigal, espèce de l'Hauterivien supérieur en Allemagne. Signalons que c'est la première fois que l'on rencontre des Globigerines et des Conorotalites dans l'Hauterivien des Baronnies ou du Ventoux, jusqu'ici ces Foraminifères n'étaient connus au plus bas que dans le Barrémien moyen; il s'agit dans l'anticlinal de Séguret d'espèces nouvelles *.
- Des Ostracodes assez fréquents caractérisés, en plus des espèces nouvelles existant déjà au Valanginien, par :
Centrocythere cf. sculpta (Cornuel) du Barrémien inférieur en France (Bassin de Paris) et en Allemagne et de l'Hauterivien en Angleterre.
Euryitycythere parisionum Oertli de l'Hauterivien inférieur du Bassin de Paris.
Platycythereis baillensis Stehepinsky
et Protocythere ? gr. villierensis (Stehepinsky) du Barrémien inférieur du Bassin de Paris.

Les plaques minces effectuées dans les horizons calcaires ont montré de nombreux Foraminifères : Miliolidés, Haplophragmoïdés, Valvulinidés et Textularidés associés à des Radiolaires et des débris d'Echinodermes.

Facies

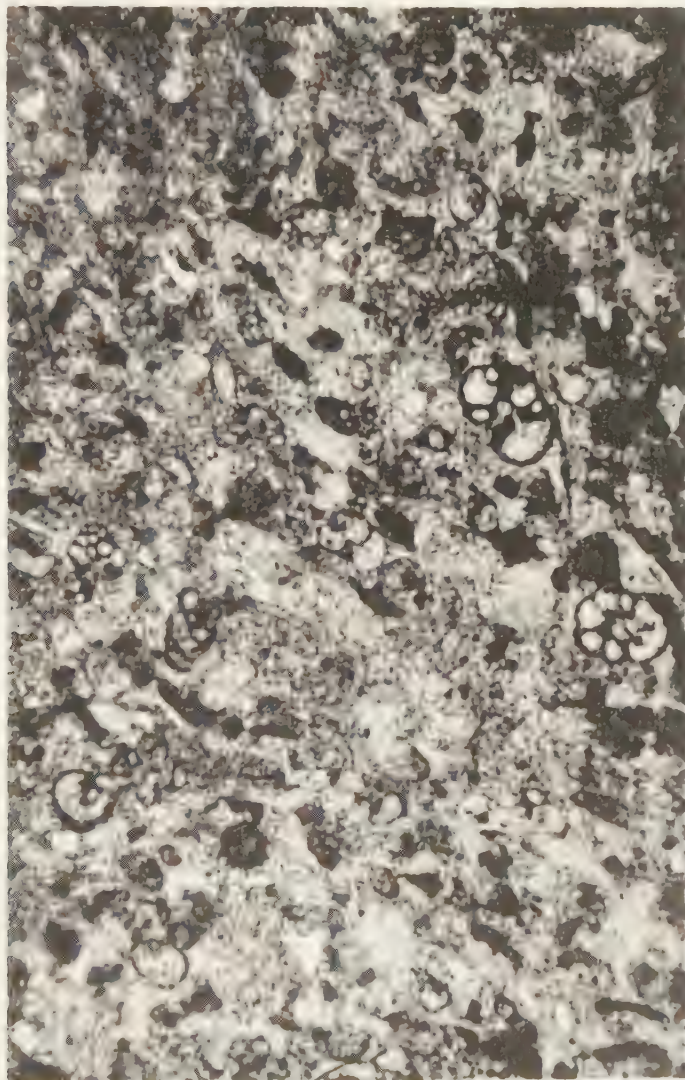
Moins de 30 m de marnes gris sombre et de calcaires marneux ou gréseux à débris analogues par leur facies au Valanginien ; (photo 5).

* Depuis, J. Flandrin a signalé la présence de Globigerina infracretacea dans l'Hauterivien de Séderon.

40 m environ d'une alternance régulière de marnes grises et de calcaires marneux gris à patine gris clair en bancs de 10 à 15 cm (calcaire grumeleux à microgrenu à quartz peu abondants de 50 à 70 μ et à fins débris plus ou moins recristallisés),

60 m environ de calcaires marneux gris à patine grise en bancs de 15 cm (calcaires grumeleux à rares quartz fins renfermant des débris plus ou moins abondants) séparés par de très minces intercalations marneuses de quelques centimètres.

Les épaisseurs observées dans cette région sont assez constantes et semblent toujours comprises entre 130 et 150 m.



*Photo 5. Calcaire grenu quartzeux de l'Hauterivien inférieur de Mars.
Valvulinidés et Trochamminidés. $\times 50$*

Comme cela a déjà été vu pour le Valanginien de cette même région (cf. p. 44) la constitution de la microfaune de l'Hauterivien (Miliolides, Textularidés, Valvulinidés, Globigerines et Conorotalites) évoque certaines assises du Barrémien.

2) Hauterivien du massif de Gigondas (pl. 3, log 4).

Dans cette région les principaux affleurements sont situés :

Sur le rebord nord-ouest du massif au pied de la troisième Dentelle.

Dans les dépressions séparant les Dentelles jurassiques.

Sur le flanc sud du massif de Saint-Amand.

Le facies correspond à une alternance de marnes et de marnocalcaires.

Limite inférieure

Elle est principalement paléontologique et est marquée par l'apparition d'Ammonites hauteriviennes au sommet de la série marneuse du Valanginien supérieur (cf. limite supérieure du Valanginien, p. 39).

Limite supérieure

Elle est uniquement paléontologique et se traduit par l'apparition d'Ammonites du Barrémien inférieur (Pulchellia) dans un facies marnocalcaire homogène représentant à la fois l'Hauterivien supérieur et le Barrémien inférieur.

Faune

a) Macrofaune : elle est exclusivement constituée par des ammonites calcaires assez abondantes parmi lesquelles ont été reconnues :

- Dans l'Hauterivien inférieur :

Neocomites neocomiensiformis d'Orb.

Hoplites cf. longinodus N. et Uhl.

Hoplites (Leopoldia) castellanensis d'Orb.

Hoplites (Leopoldia) cryptoceras d'Orb.

- Dans l'Hauterivien sensu lato :

Holcostephanus filus Baumb.

Holcostephanus klaatschi Weg.

Holcostephanus cf. guebhardi Kil.

Spitidiscus sp. ind.

Spitidiscus rotula Sow.

- Dans l'Hauterivien supérieur :

Phyllopachyceras infundibulum d'Orb.

Hoplites gr. amblygonius-oxygonius N et Uhl.

Crioceras sp. aff. villersensis d'Orb.

Crioceras cf. binelli Ast.

Neolissoceras grasi d'Orb.

Pseudothurmannia angulicostata d'Orb.
Pseudothurmannia simionescui S. Sark.

b) La microfaune est assez abondante dans les marnes, mais en tout point analogue à celle du Valanginien supérieur (cf. p. 40). Vers le sommet de la série apparaissent des Foraminifères d'affinité barrémienne.

Dans les calcaires, l'examen des plaques minces révèle une microfaune très pauvre composée de quelques rares Foraminifères indéterminables, de radiolaires et de spicules de Spongiaires.

Facies

La coupe la plus complète se situe le long de la route Gigondas-les Florêts.

La série est très monotone et correspond à une alternance régulière de marnes grises et de calcaires marneux gris ou jaunes à patine jaune en bancs réguliers de 10 à 20 cm ; le microfacies indique des calcaires grumeleux avec localement des passées de calcaires grenus à spicules. Vers le sommet les bancs de calcaires deviennent plus fréquents et prédominent sans qu'il soit possible de distinguer cartographiquement cet ensemble qui correspond à l'Hauterivien supérieur.

Epaisseur

Les déformations tectoniques de cette région rendent difficile toute mesure précise de l'épaisseur de cet étage ; l'épaisseur moyenne de la série est de l'ordre de 150 m.

Corrélations avec les régions voisines

Nous noterons seulement ici que le facies de l'Hauterivien du massif de Gigondas est analogue à celui des Baronnie et présente un facies vocontien typique.

3) Hauterivien des massifs de la Roque-Alric-le Barroux (pl. 3, log 5).

Dans cette région, l'Hauterivien affleure sur le versant sud du massif de la Roque-Alric et forme dans le massif du Barroux des axes anticlinaux E-NE - S-SW séparant les synclinaux barrémiens.

L'Hauterivien inférieur se présente sous un facies identique à celui de la région précédente : marnes et calcaires marneux ; l'Hauterivien supérieur est par contre représenté exclusivement par des calcaires marneux. Ces deux ensembles n'ont pas été distingués cartographiquement.

Limite inférieure

Elle est paléontologique comme dans la région précédente et est marquée par l'apparition d'ammonites hauteriviennes au sommet des marnes valanginiennes.



Photo 6. Calcaires de l'Hauterivien supérieur du Barroux, route Carpentras - Malaucène.

Limite supérieure

La limite stratigraphique exacte entre l'Hauterivien supérieur et Barrêmien n'est pas discernable cartographiquement ; en effet, les calcaires marneux du sommet de l'Hauterivien renferment dans leurs derniers bancs des ammonites du Barrêmien inférieur (Hemihoplites) sans qu'aucune variation lithologique ne soit observable. Par contre, ces calcaires sont recouverts par une série de calcaires à silex facilement distinguable et c'est à ce changement de facies que la limite Hauterivien-Barrêmien a été placée cartographiquement. Il faut signaler que c'est la première fois qu'un fossile barrêmien est recueilli sous les calcaires à silex et que jusqu'ici ces derniers, bien que dépourvus de macrofossiles, étaient considérés comme représentant la base du Barrêmien dans les zones préurgoniennes du Ventoux*.

Faune

a) La macrofaune est essentiellement constituée par de rares ammonites qui sont surtout localisées dans la partie supérieure de la série. La faune de l'Hauterivien inférieur est identique à celle de la région précédente, mais nous avons récolté aussi :

Holcostephanus cf. imbricatus Baumb.
Crioceras sp. ind. gr. villersianum d'Orb.

* cf. J. Goguel : (20), p. 55 et suivantes.

Nous avons récolté à la limite Hauterivien inférieur- Hauterivien supérieur :

Phyllopachyceras infundibulum d'Orb.
Crioceras duvali d'Orb.
Balearites balearis Nol.
Acrioceras cf. tabarelli Ast.

- Dans l'Hauterivien supérieur :

Holcostephanus scissus Baumb.
Crioceras sp. cf. seitzi Sark.
Lytoceras sp. ind. gr. phestus Math.
Spitidiscus rotula Sow.

- Dans le Barrémien inférieur :

Hemihoplites sp.

b) La microfaune est identique à celle recueillie dans la série du massif de Gigondas pour l'Hauterivien inférieur.

L'examen des plaques minces effectuées dans les calcaires de l'Hauterivien supérieur montre de nombreux Miliolidés, Textularidés et Valvulinidés associés à des Radiolaires.

Facies

La coupe la plus complète est située au NW de Saint-Hippolyte entre Gourjon et la Tuillière. Il faut également signaler les carrières de la route Carpentras-Malaucène qui, à l'E du Barroux, permettent une bonne étude de l'Hauterivien supérieur.

La série comprend de bas en haut :

- Sur 75 à 80 m une alternance de marnes grises et jaunes et de calcaires marneux gris à patine jaune en bancs de 15 cm (calcaires grumeleux) qui représentent l'Hauterivien inférieur.
- Sur 75 m environ, à Saint-Hippolyte, une série de calcaires gris ou jaunes à patine jaune un peu marneux en lits de 25 à 30 cm d'épaisseur (photo 6), avec quelques lits de silex brun surtout abondants au sommet, séparés par des joints marneux de quelques centimètres ; le microfacies indique des calcaires microgrenus ou grenus à rares quartz fins et à débris plus ou moins recristallisés par place (photo 7).
- Sur 1 ou 2 m quelques bancs de calcaire cristallin gris à patine grise dont le microfacies est celui d'un calcaire graveleux à très rares quarts fins.

Ces deux derniers ensembles correspondent à l'Hauterivien supérieur et à la base du Barrémien.



Photo 7. Calcaire graveleux de l'Hauterivien supérieur du Barroux
 filonets de calcite, Valvulinidés (a) et Miliolés (b). x50

Variations d'épaisseur

L'épaisseur totale de la série n'est mesurable que dans la région de Saint-Hippolyte où elle est de l'ordre de 150 m ; plus à l'E, seul l'Hauterivien supérieur affleure et montre des épaisseurs de plus en plus importantes d'W en E : 75 m à Saint-Hippolyte et plus de 150 m au barrage du Paty.

Conditions de sédimentation et corrélations avec les régions voisines

Nous noterons seulement que, dans cette région, c'est uniquement à

partir de l'Hauterivien supérieur que la microfaune présente un type d'association qui rappelle celle de certaines assises du Barrémien.



Photo 8. Calcaires de Vaison, carrières de l'Ouvèze au sud de Vaison.

VI. - LE BARREMIEN ET LE BEDOULIEN

L'impossibilité de distinguer cartographiquement le Barrémien supérieur du Bédoulien, nous a conduit à grouper dans un même chapitre l'étude de ces deux étages. En effet, dans la moitié nord du massif de Suzette, c'est-à-dire, dans le dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon, où seule la partie supérieure de la série est visible, dans le Pays de Vaison ainsi que sur le versant nord-ouest de la troisième Dentelle de Gigondas, le Barrémien supérieur-Bédoulien est représenté par un facies compréhensif dit des "calcaires de Vaison" (photo 8).

D'autre part, les variations de facies du Barrémien inférieur et moyen nous ont conduit à traiter séparément les trois régions suivantes :

- Pays de Vaison et dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon ;
- Massif de Gigondas ;
- Massif du Barroux.

1) Barrémien-Bédoulien du Pays de Vaison et du dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon (pl. 3, log 2 et 3).

Dans cette région la série est presque exclusivement calcaire et comprend deux ensembles distincts :

- A la base un Barrémien inférieur et moyen presque entièrement

calcaire dans la région de Mars et passant à un ensemble de calcaires et de marnes près de Séguret.

- Au sommet les "calcaires de Vaison" du Barrémien supérieur-Bédoulien.

Dans le dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon seule la partie supérieure des "calcaires de Vaison" est visible et présente un faciès identique à celui du Pays de Vaison.

La limite inférieure n'est définie paléontologiquement qu'à Séguret, plus au N elle est essentiellement lithologique (cf. p. 45).

Limite supérieure

Les calcaires de Vaison se terminent par quelques mètres de calcaires marneux alternant avec des marnes grises, puis vient une puissante série de marnes bleues foncées bien datées du Gargasien par macrofaune (Ammonites et Belemnites) et par microfaune (Foraminifères).

Faune

a) La macrofaune est peu abondante et même très rare dans les calcaires de Vaison. Nous avons récolté :

- Dans les calcaires et les marnes de Séguret
Spitidiscus hugii Oost. du Barrémien inférieur.
Crioceras (Hoplocrioceras) cf. fissicostatum Roemer du Barrémien inférieur.
Phyllopachyceras infundibulum d'Orb.
Crioceras abichi Bec. Sim. du Barrémien élevé.
Silesites sp.
- Dans les calcaires de Vaison
A la base { Hinnites fallax Coq. du Barrémien inférieur et moyen.
 { Lytoceras cf. intemperans Math. du Barrémien.
Au sommet Procheloniceras albrechti-austriacae (Hohn) Uhlig du Bédoulien.

La présence de Crioceras abichi Bec. Sim. (Barrémien élevé) au sommet des calcaires et des marnes de Séguret conduit à attribuer un âge Barrémien inférieur et moyen au premier ensemble ; les calcaires de Vaison doivent être rattachés au Barrémien supérieur et au Bédoulien.

b) La microfaune n'est intéressante que dans les niveaux marneux du Barrémien inférieur et moyen de Séguret où elle est semblable à celle de l'Hauterivien. Citons :

Meandrospira djaffaensis Sigal
Trochammina inflata (Bartenstein)
Trochammina cf. inflata (Bartenstein)
Glomospira gordialis var.

Frondicularia cf. loryi (Bartenstein)
Trochammina sp. a.

associés à de nombreuses Miliolles (Triloculina et Spiroloculina).

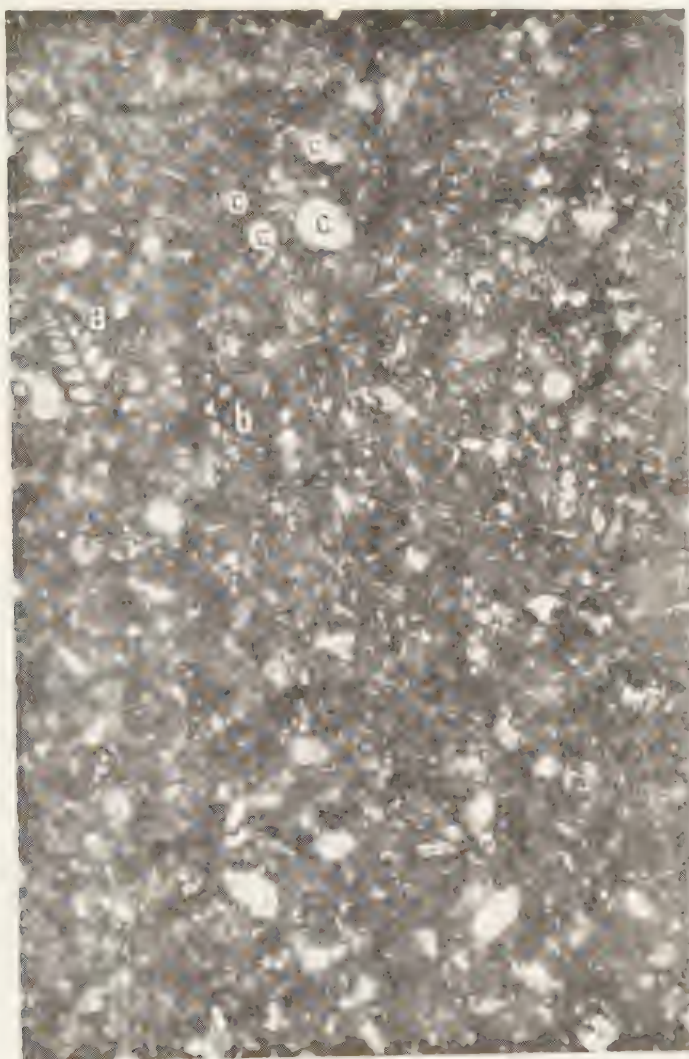


Photo 9. Calcaire microgrenu à débris : calcaires de Vaison (Barrémien)
Textularidés (a), Miliolles (b) et Radiolaires (c). x 50

Les Ostracodes sont identiques à ceux de l'Hauterivien (cf. p. 46) mais moins abondants.

Le Barrémien inférieur et moyen calcaire de Mars ne montre que des Miliolles et des Textularidés.

La microfaune des calcaires de Vaison est pauvre : Miliolles, Textularidés et Valvulinidés associés à des Radiolaires. Quelques lavages effectués

dans les joints marneux n'ont donné qu'une microfaune très pauvre et non caractéristique : Conicospirillina et Gavelinella barrêmiana (Bettenstaedt).

Facies

a) Le Barrêmien inférieur et moyen : la coupe la plus complète est située derrière le village de Séguret et la série comprend de bas en haut :

15 m environ de calcaires gris un peu marneux à patine grise en bancs de 15 cm séparés par de minces horizons marneux. Le microfacies est celui d'un calcaire microgrenu à petits débris recristallisés (Echinodermes) et à rares quartz (40μ).

25 m environ de marnes noires renfermant de fréquentes intercalations de calcaires marneux en lits très minces de quelques centimètres.

Un banc de calcaire gris à pâte fine et patine grise renfermant de nombreux silex bruns.

Plus au N, cette série passe latéralement à un ensemble exclusivement calcaire : calcaires fins gris à patine gris clair présentant un délit légèrement marneux dont le microfacies est celui d'un calcaire microgrenu à débris et très rares quartz fins.

b) Les calcaires de Vaison : la coupe la plus complète est également observable derrière le village de Séguret ; de bonnes coupes partielles de la partie supérieure de cette série sont visibles dans les carrières de l'Ouvèze au S immédiat de Vaison (photo 8). La série est très homogène et comprend uniquement des calcaires très légèrement marneux gris ou jaunes, bien lités (banc de 20 à 25 cm) à patine jaune claire ou beige, s'altérant en dalles plates de pierres sèches, les silex bruns sont assez fréquents. Les bancs de calcaires sont quelquefois séparés par des joints marneux de quelques centimètres, principalement à la base de la série.

L'étude des plaques minces montre des calcaires grenus ou microgrenus, très finement graveleux, localement à débris ; les quartz sont peu abondants (50μ environ) et des traînées ferrugineuses se développent localement. Il faut signaler aussi quelques passées de calcaires à spicules (photo 9 - photo 11). De même quelques intercalations de calcaires graveleux (débris d'Echinodermes) à rares grès (quartz de 50 à 200μ) sont visibles à l'W de Mars près de la ferme de Peyrolle (photo 10).

La série se termine par quelques mètres de calcaires marneux gris en bancs minces (≤ 10 cm) alternant avec des marnes grises bien visibles à l'W de Crestet.

L'épaisseur du Barrêmien inférieur et moyen semble assez constante, de l'ordre de 35 à 40 m ; celle des calcaires de Vaison est de l'ordre de 150 m au minimum.

Signalons, dès maintenant, que les calcaires de Vaison constituent un

facies particulier au massif de Suzette qui évoquent déjà l'Urgonien par l'épaisseur des bancs et la présence de nombreux débris.



Photo 10. Calcaires graveleux (calcaires de Vaison).
Milioles (a), Textularidés (b) et Valvulinidés (c) x25.

2) Barrémien-Bédoulien du massif de Gigondas (pl. 3, log 4).

Cette série n'affleure que sur le rebord nord-ouest de la troisième Dentelle, le terme le plus élevé de la série crétacée étant ailleurs l'Haute-rivien. Deux ensembles doivent être distingués :

- A la base un ensemble de calcaires et de marnes dont le sommet est certainement bédoulien (*Procheloniceras albrechti-austriacae* Hohn) mais dont la majeure partie doit correspondre au Barrémien ;

- Au sommet les "calcaires de Vaison" réduits au Bédoulien.

La limite inférieure est uniquement paléontologique (Ammonites), les calcaires marneux de l'Hauterivien supérieur se poursuivant au Barrémien inférieur (cf. p. 48).

La limite supérieure est donnée par la base des marnes bleues gargasiennes qui affleurent entre la Tuilerie de l'Encieu et Romane au pied de la troisième Dentelle.

Faune

a) Macrofaune : les seules Ammonites déterminables ont été recueillies dans le Barrémien et à la base du Bédoulien, les calcaires de Vaison n'ayant montré que de rares débris de Douvilleiceras.

Nous avons récolté dans le Barrémien inférieur :

Pulchellia (Nicklesia) pulchella d'Orb.

Phyllopachyceras infundibulum d'Orb.

Pseudothurmannia sp.

Dans le Barrémien sensu lato :

Barremites cassida Rasp.

Barremites difficiles d'Orb.

Dans le Bédoulien :

Procheloniceras albrechti-austriae Hohn.

b) Microfaune : Elle est en général très pauvre et limitée à des Foraminifères indéterminables, des Radiolaires, des spicules de Spongiaires et des radioles d'Oursins. Une passée marneuse importante (20 m) au milieu de la série barrémienne a montré une microfaune identique à celle du Barrémien inférieur et moyen de Séguret (cf. p.54).

Facies

La meilleure coupe est située dans la région de Dufresne au NE de Gigondas. La série comprend de bas en haut :

20 m environ de calcaires marneux gris à patine grise en bancs réguliers de 10 à 15 cm (calcaires grumeleux localement grenus) alternant avec de minces passées de marnes grises de 10 à 15 cm d'épaisseur ;

20 m de marnes gris foncé noires ;

40 m de calcaires marneux gris à patine grise en bancs de 15 cm (calcaires grumeleux, quartzeux à quartz de moins de 80 μ , très légèrement ferrugineux avec quelques passées de calcaires microgrenus (à rares quartz) séparés par des joints marneux de quelques centimètres.

Cet ensemble représente le Barrémien.

80 m environ de "calcaires de Vaison" d'un facies identique à celui de la région précédente ; cette série a été rapportée au Bédoulien malgré l'absence d'argument paléontologique.

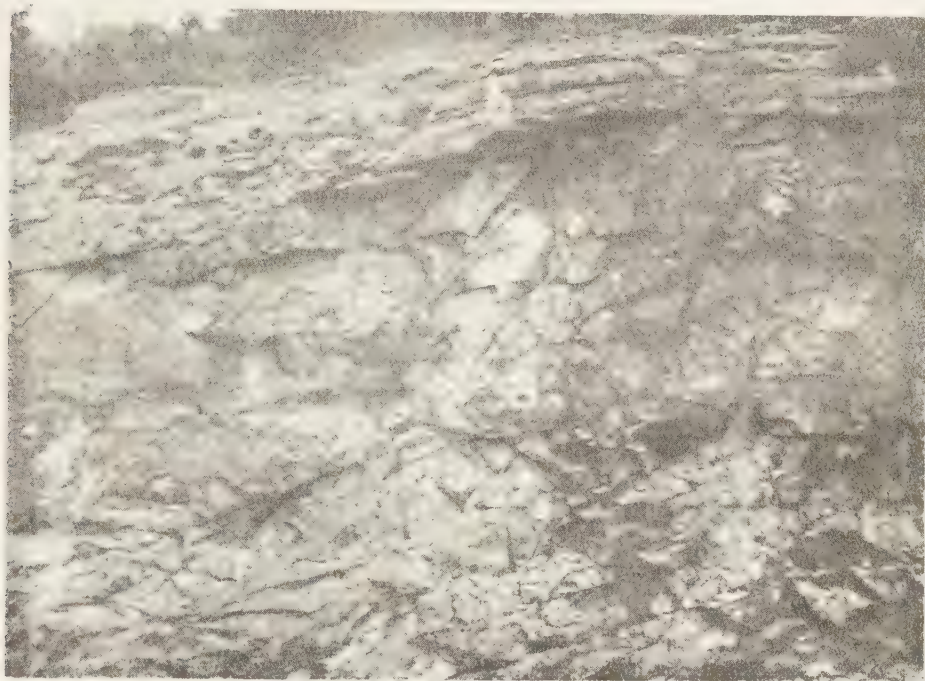


Photo 11. Calcatres à silex du Barrémien (a) recouverts en pseudo-concordance par le Burdigalien (b).

Les déformations tectoniques de cette région rendent difficile toute mesure précise de l'épaisseur de la série du Barrémien-Bédoulien ; il semble cependant que les épaisseurs sont assez constantes, de l'ordre de 150 m au maximum.

3) Barrémien des massifs de la Roque-Alric-le Barroux (pl. 3).

Dans cette région le Barrémien représente le terme le plus élevé de la série crétacée ; il est en général représenté par un facies de calcaires à silex, mais localement près de la chapelle du Paty ; nous avons aussi découvert un petit affleurement de facies urgonien.

Comme nous l'avons déjà vu (cf. p. 50), la limite inférieure adoptée est uniquement lithologique et est même légèrement décalée par rapport aux données paléontologiques. Pour des raisons de commodité cartographique nous avons, en effet, placé cette dernière à la base des calcaires à silex malgré la découverte d'Ammonites du Barrémien (Hemihoplites) au sommet de la série des calcaires très peu marneux sous-jacents.

La limite supérieure est inconnue puisque presque toujours les calcaires à silex représentent le terme le plus élevé connu à l'affleurement.

A la limite orientale de notre zone d'étude, entre la chapelle du Paty et la Grande Combe les bancs terminaux des calcaires à silex passent latéralement à un calcaire urgonien identique à celui daté du Barrémien dans le mont Ventoux ; au dessus de cette zone de passage de facies seuls quelques mètres de calcaires urgoniens sont visibles.

Aucun macrofossile n'a été récolté dans toute la série barrémienne.

La microfaune des calcaires à silex est constituée par des Foraminifères (Milioles et Valnulinidés), des spicules, des Radiolaires et des radiales d'Oursins.

Les bancs terminaux à facies urgoniens montrent, en plus des Milioles, d'assez nombreuses Orbitolines dont :

Orbitolina aff. kurdica Henson
Iraquia simplex Henson

Facies

La meilleure coupe est visible sur la rive est du lac du Paty ; de même quelques coupes partielles sont situées le long de la route Carpentras-Malaucène à l'E du Barroux (photo 11).

Il s'agit d'une série de calcaires gris clair à pâte fine et patine grise, mal lités en bancs irréguliers peu apparents de 20 cm renfermant à certains niveaux de très nombreux silex bruns (à la base) ou blancs (au sommet) soit en rubans, soit en masses compactes de 10 à 30 cm. L'étude des plaques minces indique des calcaires grenus ou microgrenus à débris plus ou moins recristallisés, à rares quartz fins de 40 μ (photo 12).

Au sommet cette série passe latéralement à un calcaire grossièrement cristallin, gris à taches noires, à patine grise, en grosses masses non stratifiées (calcaires grenus à gros débris roulés très silicifiés par place) qui est entièrement identique au calcaire à facies urgonien du mont Ventoux (photo 13).

A l'E du lac du Paty (la grande écluse) cette série est visible sur un peu moins de 100 m d'épaisseur et les calcaires urgoniens qui lui sont superposés n'affleurent que sur 15 à 20 m d'épaisseur.

Notons dès maintenant que ces calcaires à silex sont caractéristiques des facies de transition aux facies urgoniens aussi bien dans le Ventoux-Lure que dans le Vercors.

V. - LE GARGASIEN

Les marnes bleues gargasiennes ne sont connues que dans la moitié nord du massif de Suzette et leurs principaux affleurements sont situés :

- Au N de la troisième Dentelle de Gigondas où les marnes forment le cœur d'un étroit synclinal crétacé observable de la Tuilerie de l'Encieu à l'W à la ferme de la Romane à l'E,
- Sur les versants occidentaux et orientaux du Pays de Vaison, c'est-à-dire, dans le ravin de Mars et à Crestet (pl. 2, log 2),
- Au cœur du dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon (pl. 2, log 3 bis).

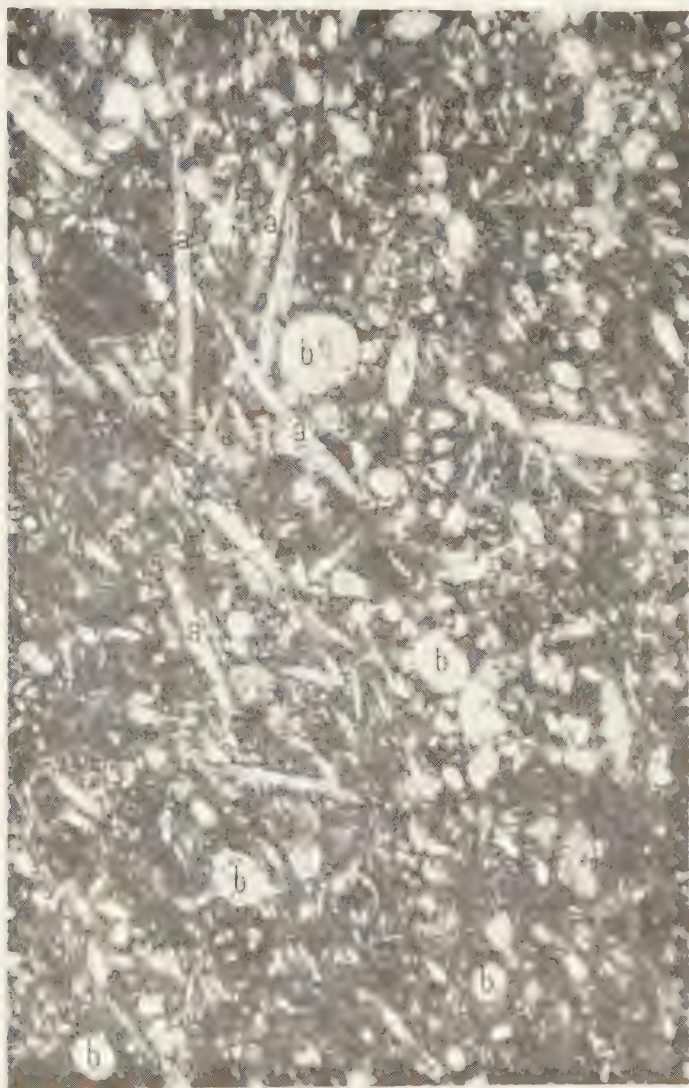
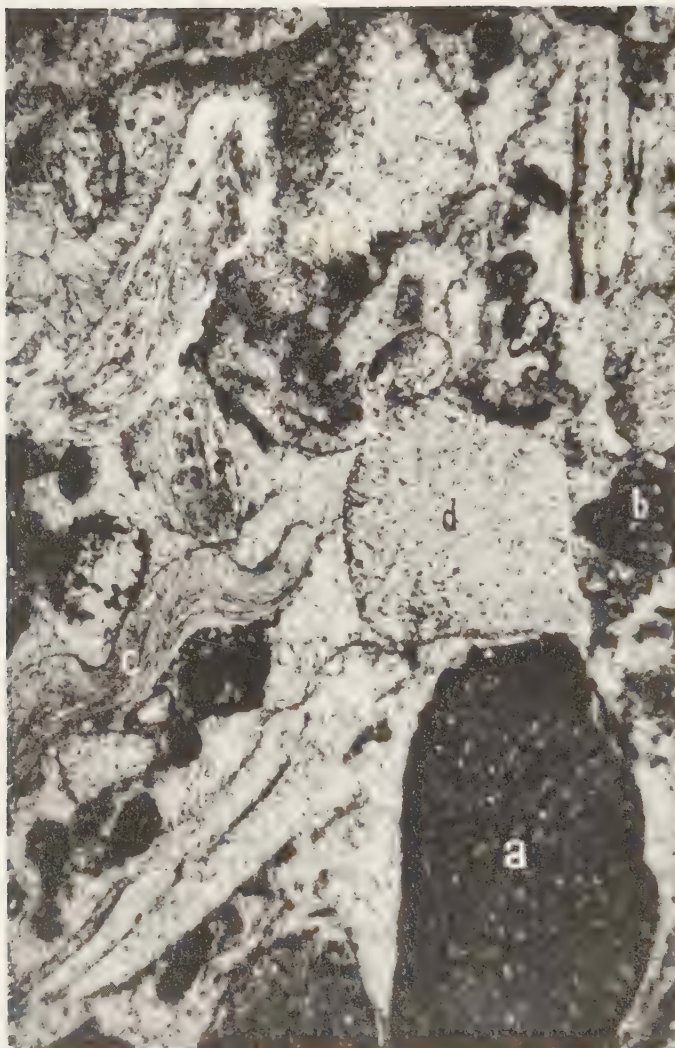


Photo 12. Calcaire grenu à débris recristallisés du Barrémien à silex du Barroux. Spicules (a) et Radiolaires (b) x50.



*Photo 13. Calcaire à gros débris roulés, largement grenu de l'Urgonien inférieur du Vénoux
Orbitolina aff. kurdica Henson (a), Haplophragmoïdide (b), débris de lamellibranches (c)
et débris d'échinodermes (d). x 25*

La limite inférieure est bien définie lithologiquement et paléontologiquement et correspond aux premières assises franchement marneuses au-dessus des "calcaires de Vaison" (cf. p. 54).

La limite supérieure est inconnue car seule une partie de la série est visible sous la discordance du Cénomanien transgressif ; ceci est confirmé par les résultats de sondage de Villedieu, effectué par la S. N. P. A. au N de Vaison, qui montrent un Gargasien nettement plus développé (250 m) que dans le massif de Suzette (150 m environ). De plus dans le synclinal des Eygaliers (SW des Baronnies), ainsi que dans le sondage de Villedieu, est

connue, au-dessus du Gargasien, une épaisse série de plus de 100 m de grès verts sus-aptiens qui n'affleurent nulle part dans le massif de Suzette. Il faut signaler aussi que dans les Baronnie, à l'exception du Synclinal des Eygaliers, l'Albien est représenté par une puissante série de marnes bleues semblables à celles du Gargasien et que cette série est elle aussi inconnue dans le massif de Suzette.

Faune

a) La macrofaune est abondante et constituée par des Belemnites et des Ammonites pyriteuses localisées surtout dans la partie moyenne de la série :

Belemnites : Belemnites semicanaliculatus Blainv.

Ammonites : Deshayesites sp.

Douvilleiceras martini d'Orb.

Hoplites gargasensis d'Orb.

Leptoceras sp.

Lytoceras cf. obliquestrangulatum Kil.

Phyllopachyceras baborense Coq.

Phylloceras (Solfeldiella) guettardi Rasp.

Phylloceras sp. ind. gr. kiliani Sayn

Ptychoceras sp.

Puzosia leptoviensis Zeusch.

b) La microfaune est très abondante et très caractéristique ; parmi les très nombreux Foraminifères recueillis, nous citons :

Schakoina cabri Sigal

Schakoina pustulans Bolli

Schakoina reicheli Bolli

Globigerinella gottisi Chevalier mns

Globigerinella duboisi Chevalier mns

Hastigerinella bizonae Chevalier mns

Conorotalites aptiensis (Bettenstaedt)

Conorotalites sp. a.

Globigerina infracretacea Claessner

Globigerina globigerinelloides Subbotina

Biglobigerinella sp. s.

Gavellinella barremiana (Bettenstaedt)

Gavellinella propria Bukalova

Conorboïdes dampelae Mjatluk

Lenticulina subalata Reuss

Lenticulina perobliqua Reuss

Lenticulina (Astacolus) tricarina Reuss

Vaginulina (Citharina) striolata Reuss

Vaginulina (Citharina) recta Reuss

Vaginulina (Citharina) protosphaera Reuss

Saracenaria spinosa Eichenberg

Dentalina siliqua Reuss

Dentalina deflexa Reuss
Dentalina cylindroites Reuss
Nodosaria prismatica Reuss
Gaudryina dividens Grabert
Marssonella hastaensis Morozova
Spiroplectinata annectens (Parker et Jones)
Textularia faeda Reuss
Haplophragmium aequale Roemer
Gyroidina nitida var. infracretacea Morozova
Gyroidina kazakhstanica Mjatliuk



Photo 14. Marnes bleues gargasiennes, dôme de Saint-Romain-en-Viennois.

Facies

Le Gargasien est essentiellement constitué par des marnes bleu foncé à patine noire, à gypse secondaire, renfermant de rares intercalations ferrugineuses (photo 14). Ce facies très homogène est constant dans toute la moitié nord du massif de Suzette ; les meilleures coupes sont situées le long de la route Saint-Romain-les-Habitants, dans le dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon et dans le ravin de Mars au SW de Vaison.

Ces marnes sont exploitées pour la fabrication de tuiles et de briques à la tuilerie de l'Encieu au SE de Sablet.

C'est dans le dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon que la série la plus complète est observable sur une épaisseur de plus de 150 m.

Ce facies marneux du Gargasien est identique à celui observé aussi bien dans les Baronniees que sur le versant sud du mont Ventoux (cf. p.151).

CHAPITRE V

L'ALBIEN ET LE CÉNOMANIEN

Cet ensemble n'affleure que dans la moitié nord du massif de Suzette, dans trois régions distinctes :

- Au N de Séguret.
- A l'W de Crestet et au N de Saint-Amand.
- Dans la structure de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon.

L'Albien, non identifié par la macrofaune, est très difficilement dissociable du Cénomanién inférieur car la série est représentée par un faciès uniforme de marnes sableuses et de calcaires gréseux glauconieux. C'est uniquement dans la coupe de Crestet que l'étude de la microfaune a permis d'isoler l'Albien à la base de la série. Dans les autres régions les résultats apportés par la microfaune sont trop médiocres pour qu'une telle distinction ait pu être établie et il n'est pas certain que l'Albien soit toujours présent à la base du Cénomanién.

L'ensemble de ces deux étages est transgressif et repose en discordance (discordance cartographique) sur les termes inférieurs de la série du Gargasien au Néocomien.

En raison de cette discordance la limite inférieure est bien définie, mais la limite supérieure est inconnue car le Cénomanién supérieur représente le terme le plus élevé de la série du Secondaire.

Cet étage est toujours recouvert en discordance soit par l'Oligocène au N du Cron, soit par le Miocène à Crestet, à Séguret et à Saint-Romain-en-Viennois.

Faune

a) La macrofaune est peu abondante, monotone et localisée dans la partie moyenne de la série :

Ammonites : Schloenbachia varians Sow.

Schloenbachia sub varians Sow.

Schloenbachia subtuberculata Spath

Lamellibranches : Inoceramus striatus Mant.

Tous ces fossiles indiquent le Cénomanién inférieur et moyen.

b) La microfaune est assez abondante et permet de distinguer le Céno-
manien inférieur et le Céno-manien supérieur. Nous avons récolté :

- Dans le Céno-manien inférieur :
 - Thalmaninella sp. a.
 - Thalmaninella sp. b.
 - Thalmaninella brotzeni (Sigal)
 - Rotalipora globotruncanoïdes (Sigal)
- Dans le Céno-manien supérieur :
 - Thalmaninella brotzeni (Sigal)
 - Thalmaninella sp.
 - Rotalipora cushmani (Morrow)
 - Gavilinella aumalensis var. (Sigal)
 - Gavilinella sp. r.
 - Gavilinella planodorsa
 - Globigerina sp. p.
 - Rugoglobigerina sp. p.
 - Schckoiina cenomana var. bicornis Reichl
 - Aragonia sp. a.

Toutefois, l'absence dans les 25 premiers mètres de la série d'es-
pèces caractéristiques du Céno-manien et la pauvreté de la microfaune qui
n'a fourni que des Globigerines et une espèce non caractérisée de Gaveli-
nella conduisent à penser que cette partie basale de la coupe appartient en-
core à l'Albien.

L'examen des plaques minces a mis en évidence des petits Foramini-
fères indéterminés, dont les Miliolites et des Globigerines, associés à des
Radiolaires et des Spicules.

Facies

Les facies de la série albo-céno-manienne sont constants dans l'ensem-
ble du massif de Suzette et ils correspondent à une alternance de calcaire
gréseux glauconieux et de marnes sableuses beiges.

1) La coupe la plus détaillée est située entre Crestet et le N de Saint-
Amand (pl. 3, log 2). Elle montre de bas en haut :

- Sur 25 m environ, des calcaires gréseux glauconieux gris verdâtre
(calcaire grenu gréseux à quartz bien classés de 70 μ environ,
glauconieux, à imprégnations ferrugineuses en bandes parallèles
passant à un calcaire largement cristallin quartzueux et glauco-
nieux, largement silicifié) avec quelques passées de marnes brunes
sableuses et glauconieuses ; à la base on observe quelques bancs
de microconglomérats monogénétiques intraformationnels de cal-
caire gréseux glauconieux. Pour les raisons données précédem-
ment cet ensemble représente probablement l'Albien.
- Sur 110 m environ, une alternance de marnes grises gréseuses et
glauconieuses et de calcaires gris ou jaune rouille gréseux

(calcaire grenu quartzeux à quartz anguleux assez bien classés avec un peu de glauconie, rares micas et microcline) représente le Cénomanien inférieur et moyen (photos 15 et 16).

- Visible sur plus de 20 m, une alternance de marnes grises sableuses très légèrement glauconieuses, de calcaires marneux sableux un peu glauconieux (calcaires un peu argileux et ferrugineux grenus fins et gréseux : quartz bien classés de 60 μ environ) et de calcaires gréseux ferrugineux glauconieux localement silicifiés représente le Cénomanien supérieur.

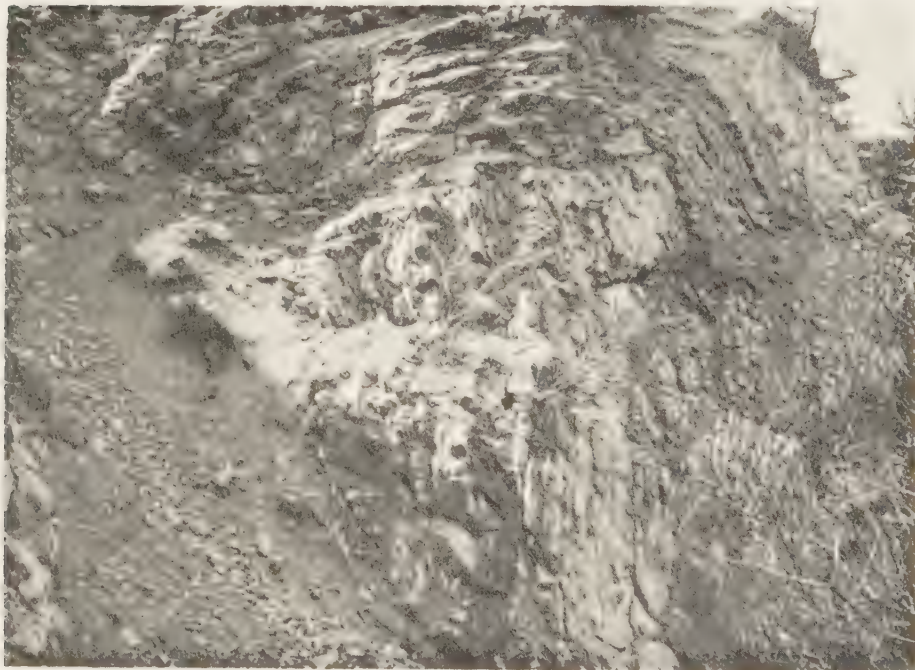


Photo 15. Calcaires gréseux du Cénomanien N des Grioux.

2) Dans la région de Saint-Romain-en-Viennois (pl. 3, log 3 bis) la série comprend :

- Plus de 30 m d'une alternance de marnes grises sableuses et de calcaires grenus gris jaune gréseux et glauconieux correspondant à l'Albien (?) et au Cénomanien inférieur et moyen.
- Visible sur quelques dizaines de mètres, une alternance de marnes sableuses et de calcaires gris jaune roux gréseux (quartz de 60 μ) un peu glauconieux, ferrugineux et localement silicifiés représente le Cénomanien supérieur.

3) Dans la région de Séguret la série est nettement plus gréseuse :

- A la base sur 50 m environ, des calcaires gréseux gris roux en

bancs bien lités de 10 à 20 cm (calcaire grenu gréseux glauconieux à imprégnations ferrugineuses) avec de minces intercalations de marnes sableuses grises et de sables argileux glauconieux.

- Puis une alternance de calcaires gréseux un peu argileux, ferrugineux, légèrement glauconieux et de marnes grises visibles sur quelques dizaines de mètres.

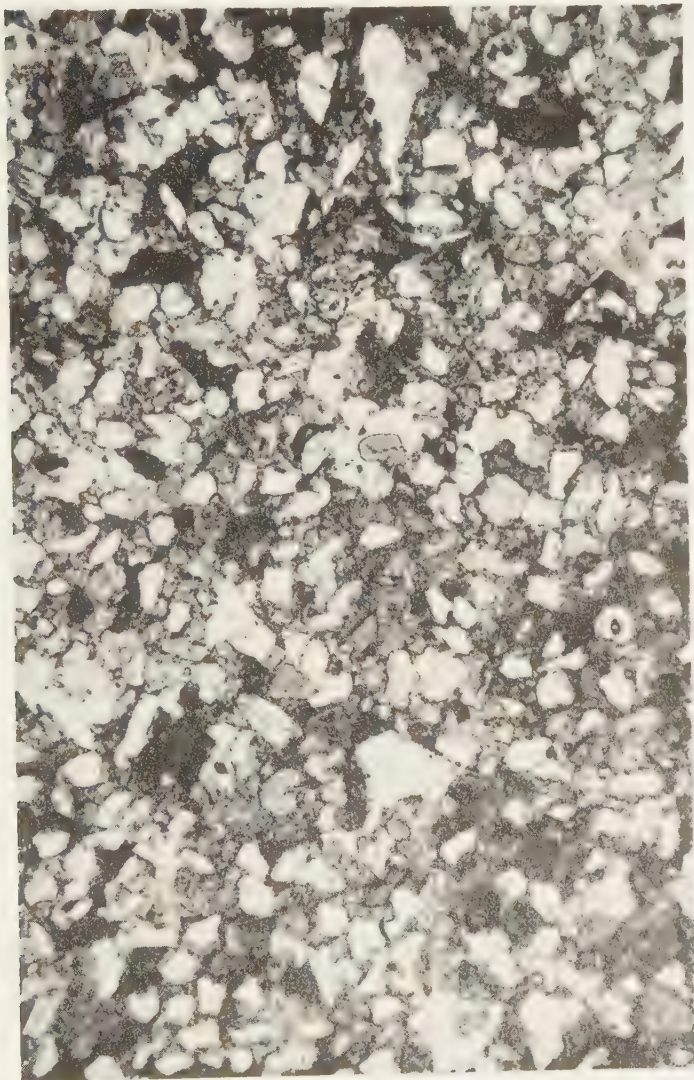


Photo 16. Calcaire grenu gréseux glauconieux du Cénomaniens. x50.

Cet ensemble correspond à un Albien-Cénomaniens indéterminé par suite d'une microfaune peu abondante et peu caractéristique.

Epaisseur

La série complète n'est visible nulle part en surface car son sommet est toujours masqué par la transgression miocène (Burdigalien) et plus rarement par l'Oligocène. C'est au S de Crestet que l'épaisseur maximale observable est visible : 150 à 200 m.

Le sondage de Villedieu (à 8 km au N de Vaison), effectué par la S.N.P.N. Drôme, a traversé un Céno-manien épais de 430 m environ (épaisseur calculée avec un pendage moyen de 30°).

Conditions de sédimentation et corrélations avec les régions voisines

La série marine albo-céno-manienne est caractérisée par un pourcentage élevé des éléments détritiques ce qui semble correspondre à une période de comblement (cf. paléogéographie p.154).

Les facies sont identiques à ceux observés dans les Baronnie et sur le versant sud du Ventoux.

CHAPITRE VI

L'OLIGOCENE

La série oligocène n'est représentée que dans la moitié sud du massif de Suzette où elle constitue quatre grandes zones d'affleurement :

- L'Oligocène de Montmirail.
- L'Oligocène du Barroux.
- L'Oligocène du col du Chaîne et de la route Le Barroux-Malaucène.
- L'Oligocène du Paty-Crillon le Brave.

La série comprend des dépôts très variés : calcaires gréseux argileux ou marneux dont la stratification est irrégulière ; il s'agit d'une alternance de niveaux laguno-lacustres avec quelques très rares incursions marines. L'âge de cette formation est peu précis : Sannoisien-Stampien.

Limite inférieure

L'Oligocène représente le premier terme connu du Tertiaire et il repose toujours en discordance angulaire nette sur des terrains plus anciens : le plus souvent sur le Trias ou sur le Crétacé inférieur, quelquefois sur le Jurassique supérieur ; il débute presque toujours par des niveaux grossiers, conglomérats et brèches.

Limite supérieure

L'Oligocène est surmonté par la molasse calcaire à Pectinidés du Burdigalien qui débute le plus souvent par un conglomérat de base. La limite entre ces deux formations est toujours nette malgré l'absence fréquente de discordance angulaire marquée.

Faune

a) Macrofaune : la série est très peu fossilifère. Parmi les quelques gisements signalés et étudiés par A. F. de Lapparent*, deux seulement ont pu être retrouvés :

- Le gisement de Montmirail à la base de la série, où nous avons récolté :
Melanoïdes albigensis Noul.
Limnea aequalis Serres

* A. F. de Lapparent (28) p. 4 à 8.

Limnea sp.
Planorbis sp.

- Le gisement du col du Chaîne, au sommet de la série, avec :
Helix eurabdota Font.
Limnea aequalis Serres

Au cours de son étude A. F. de Lapparent avait aussi récolté :

Limnea sp.
Limnea aequalis Serres
Helix sp.
Helix eurabdota Font.
Cyrena dumasi Serres
Cyrena physeta Font.
Cyrena semistriata Desh.
Cyrena alesiensis Font.
Cyrena carezi Font.
Cyrena strongyla Font.
Melanoïdes albigensis Noul. var. dumasi Font.
Planorbis rouvillei Font.

Ces différents fossiles ont permis à A. F. de Lapparent * d'attribuer l'ensemble de la série au Sannoisien.

Un nouveau point fossilifère a été découvert dans l'Oligocène du Paty, où nous avons récolté, vers le milieu de la série :

Cyrena (Polymesoda) dumasi (de Serres)

Cette espèce a été rapportée au Sannoisien dans la région d'Aix **.

L. Joleaud signale près de Vacqueyras des marnes bleues, marines et fossilifères à Amussium subpleuronestes, Lamellibranches ind. Brissopsis ind. et Polypiers, qu'il attribue à l'Aquitanién. Cet affleurement n'a pu être retrouvé, mais il est possible que cet étage soit représenté très localement par une petite passée marine fossilifère au sommet de la série laguno-lacustre de l'Oligocène.

b) La microfaune est pratiquement inexistante. L'Oligocène du Barroux renferme quelques Ostracodes mal conservés, recueillis dans un seul lavage :

Neocyprideis aff. glabra Goert.
Haplocytherides aff. helvetia Lienek.

Ces formes sont connues dans le Stampien d'Allemagne, de Suisse et d'Alsace.

L'Oligocène de Montmirail renferme, à la base de la série, quelques Foraminifères indéterminés qui indiquent l'existence de courtes incursions marines.

* A. F. de Lapparent (28), p. 4 à 8.

** Roman (1912) -B.S.G.F., p.4.



Photo 17. Pollenospore disaccate d'Abietacée. x740

De même, il faut noter, dans le conglomérat de base de Montmirail, l'existence de nombreux Microcodium, sans doute remaniés, car ce fossile fréquent à l'Eocène est très rare dans l'Oligocène. Comme dans le conglomérat la présence uniquement de galets du substratum secondaire du massif de Suzette indique un mode de formation in situ, on peut penser que ces Microcodium sont les seuls témoins d'un éventuel dépôt éocène dans le massif de Suzette, dépôt déjà érodé à l'Oligocène.

c) Microflore : L'Oligocène de Montmirail a montré la présence de characées dans deux lavages :

<u>Sphaerochara</u> cf. <u>headonensis</u> (Reid et Groves)	} du Sannoisien.
<u>Rhabdochara</u> sp.	
<u>Chara</u> sp.	
<u>Chara</u> cf. <u>ulmensis</u> Straub du Chattien-Aquitaniien.	

Un essai d'étude palynologique a été effectué sur quelques échantillons de surface de l'Oligocène du Barroux et de celui de Montmirail. Bien que les conditions de prélèvement soient défavorables (oxydation et contamination : lichens, racines, etc.) 4 échantillons sur 16 ont livré une microflore constituée presque exclusivement par des pollenospores disaccates d'Abietacées (photo 17). Les connaissances palynologiques actuelles sur le Tertiaire méditerranéen sont encore trop réduites pour qu'une conclusion puisse être déduite des résultats ci-dessus ; il faut cependant signaler que les Disaccates sont abondants dans l'Oligocène (Stampien ?) de Malvesi et de Manosque et qu'ils constituent la quasi-totalité de la microflore de l'Aquitaniien de Barrême.*

* J. Lang et B. de Jekhowsky : Etude palynologique du Sondage de Manosque n°1, 1959. B. de Jekhowsky et Ph. Togourdeau : Etude palynologique sommaire de quelques échantillons du Céno-manien et du Tertiaire des Basses-Alpes, 1956, Lab. sedim. I. F. P. (non publiés).

Age de l'Oligocène du massif de Suzette

Aucune des observations ci-dessus ne permet d'attribuer un âge précis au complexe oligocène du massif de Suzette ; la nature même des facies (série laguno-continentale) explique la rareté et la médiocrité des fossiles recueillis et rend par ailleurs bien illusoire tout essai de subdivision.

Il paraît plus objectif d'admettre que l'Oligocène de Suzette est une série compréhensive allant du Sannoisien au Stampien et peut-être même à l'Aquitanién (palynologie et gisement de L. Joleaud).

Principaux facies

L'extrême variété des dépôts argileux, gréseux ou calcaires, les variations de facies fréquentes et rapides rendraient fastidieuse et sans intérêt toute énumération de coupes sériées (deux coupes très voisines montrent toujours une répartition différente de facies identiques). Seules deux coupes types seront décrites ; (il sera de même indiqué les caractéristiques) particulières de chacun des quatre affleurements oligocènes.

Il faut noter dès maintenant un trait commun à tout l'Oligocène du massif de Suzette : les lavages effectués dans les niveaux de base de la série ont toujours montré la présence de quartz bipyramidés triasiques remaniés. Ainsi que nous le développerons plus loin (cf. p. 161) ces quartz témoignent d'une première mise en place et d'une émergence du Trias avant l'Oligocène.

1) Oligocène de Montmirail (pl. 4, log 6)

C'est dans cette zone que la série visible sur plus de 800 m d'épaisseur montre le plus grand développement. Elle comprend de bas en haut :

Quelques mètres de conglomérats alternant avec des argiles sableuses rouges et des calcaires gréseux rouges ; ces derniers renferment des quartz mal classés, de la glauconie, des grains de quartzites, du mica et des petits galets de calcaires gréseux cénomaniens et de calcaires barrême-bédouliens (?) à débris silicifiés de bryozoaires, spicules, échinodermes et globigérines.

Les conglomérats rouges, durs, à ciment de calcaires gréseux sont constitués par des galets bien roulés de quelques centimètres appartenant pour 80 % au Crétacé supérieur (Cénomanién) et 20 % au Jurassique supérieur (photo 18).

Une alternance d'argiles bariolées, de marnes gris beige, de calcaires et de grès ; parmi ces derniers on peut reconnaître des calcaires gréseux roses un peu ferrugineux renfermant des quartz mal classés, quelques feldspaths, de la glauconie, de rares micas, des *Microcodium* remaniés et des débris d'échinodermes, des calcaires gris grenus glauconieux renfermant des quartz fins mal classés, des feldspaths dont du microcline, des tourmalines et des spicules ; il y a aussi des calcaires lacustres blancs microgrenus presque lithographiques à fins débris allongés, des grès roses à grain moyen

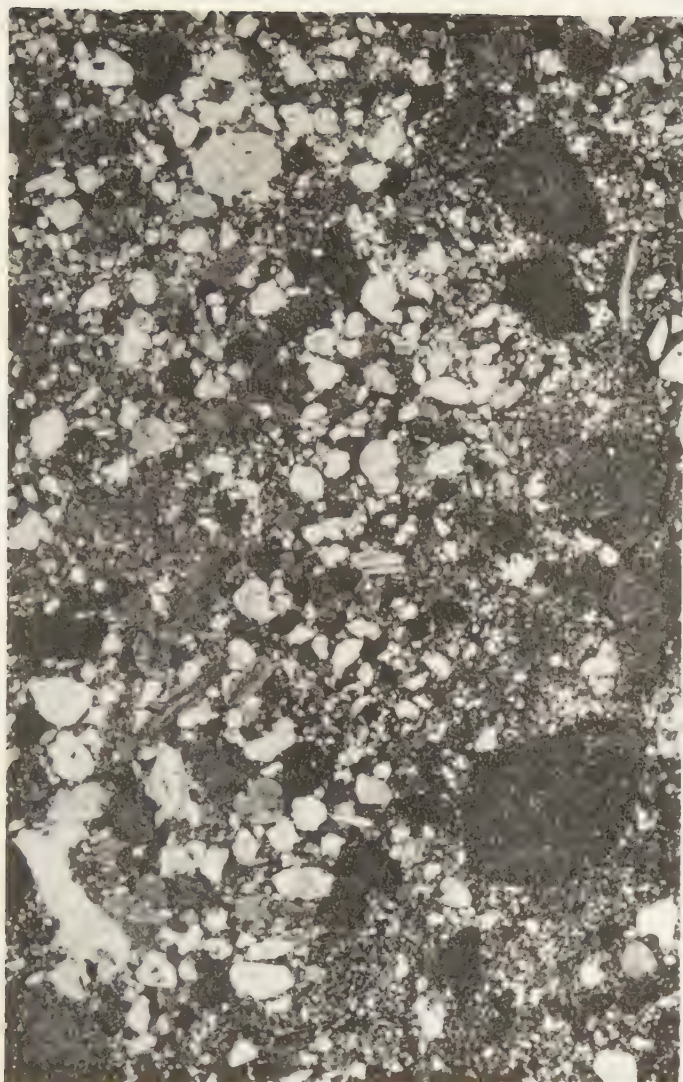


Photo 18. Microconglomérat de l'Oligocène de Montmirail. $\times 4$.

dont les quartz mal classés sont inférieurs à $150\ \mu$, glauconieux, renfermant quelques micas et dont le ciment est un calcaire grenu, et des grès beiges fins à ciment ferrugineux et calcaire renfermant quelques feldspaths et micas. Dans certains de ces niveaux, la présence de spicules et de débris d'échinodermes peut indiquer une origine marine bien que l'hypothèse d'un remaniement à partir du Cénomaniens puisse être aussi plausible. De même, bien que l'examen au microscope ne permette pas d'être affirmatif, il semble que l'abondance des grains de glauconie dans ces niveaux doit être attribuée à un remaniement à partir du Cénomaniens ; cette hypothèse

est renforcée par le fait que dans tous les niveaux conglomératiques sous-jacents les galets de Cénomaniens forment l'élément principal.

Un ensemble principalement argileux : argiles bariolées à gypse et marnes beiges, ocre jaune ou grises avec quelques intercalations de calcaire marneux beige, de calcaire microgrenu lacustre, de grès fins micacés, de sables fins blancs à stratification oblique et de grès argileux beiges, très fins, micacés.

Un ensemble plus sableux : alternance de molasse sableuse gris-verdâtre à grain fin, micacée, peu consolidée, avec des bancs irréguliers plus durs et à stratification oblique et de grès sableux à grain moyen plus ou moins consolidés avec des intercalations d'argiles sableuses roses ou vertes.

Au N de cette coupe les termes supérieurs de la série sont masqués par la transgression burdigalienne. Vers le S le Trias recoupe la base de la série et seules quelques couches argilo-calcaires affleurent sous le Burdigalien transgressif.

2) Oligocène du Barroux

La série est assez différente de celle de Montmirail et est nettement moins développée puisque l'épaisseur visible est seulement de l'ordre de 100 m.



Photo 19. Conglomérat de base de l'Oligocène du Barroux.

A la base affleurent quelques mètres d'un conglomérat à ciment gréso-calcaire fin glauconieux (glauconie remaniée, voir ci-dessus) avec quelques lits discontinus de marnes sableuses beiges ; les éléments peu roulés, de tailles variables (du cm à 10 cm) appartiennent en majorité au substratum secondaire (photo 19).

50 % de calcaires du Crétacé inférieur : Hauterivien supérieur et Barrémien à silex.

20 % de calcaires gréseux du Crétacé supérieur : Cénomaniens et Turoniens.

20 % de calcaires du Jurassique supérieur et du Berriasien.

10 % de silex (Barrémien) et de chailles (Jurassique supérieur).

Quelques très rares galets de grès ocre rouge et ocre jaune qui peuvent être rapportés à l'Eocène du versant sud du Ventoux.

Ensuite on trouve un ensemble principalement calcaire formé de :

Calcaire brun à cassure esquilleuse, microgrenu à très rares quartz avec localement de fins débris.

Calcaire brun rouge graveleux et gréseux fin à quartz bien classés de 80 μ environ, renfermant un peu de mica, des plagioclases et des gravelles de calcaire fréquentes et quelquefois de quartz ; localement on observe le passage à un calcaire grenu (photo 20).

Calcaire gris un peu marneux microgrenu et grumeleux renfermant quelques quartz fins de 40 μ , quelques débris recristallisés et de rares galets.

Calcaire beige clair marneux, grenu fin, renfermant de rares quartz et des débris de lamellibranches.

Calcaire beige clair grenu un peu ferrugineux à débris plus ou moins étirés et dans lequel s'observent quelques sections de characées.

Dolomies localement caverneuses (calcaire grenu très ferrugineux dolomitique à rares quartz fins de 40 μ et dolomie grenue à filonet de calcite).

Marno-calcaire beige clair.

Minces intercalations de marnes beiges et d'argiles bariolées.

Cette série est uniquement laguno-lacustre.

3) Oligocène du col du Chaîne et de la route Le Barroux-Malaucène

Dans cette zone, la série correspond à une alternance régulière d'argiles, de marnes, de grès et de calcaires semblables à ceux des deux régions précédentes. Seule l'étude des niveaux de base présente un intérêt particulier :

a) Dans la région du cirque de Saint-Amand, se développe à la base de la série une brèche importante d'une épaisseur de l'ordre de 40 m uniquement formée d'éléments de Berriasien : calcaire gris clair à taches roses renfermant de nombreuses chailles c'est-à-dire analogue au Berriasien du Cron et des Grioux (cf. p. 37). Localement des lits discontinus de calcaire gris clair à pâte fine en plaquettes apparaissent dans les horizons bréchiques. Le long de la route Suzette-Malaucène, le passage latéral de ces brèches à des argiles bigarrées oligocènes est bien visible. Plus au SW, entre la Fontaine du Buis et le Dégoutaud, quelques lits et brèches identiques s'observent

interstratifiés dans la série oligocène.

b) Entre le Dégoutaud et les Granges rouges, l'Oligocène débute par plusieurs niveaux bréchiques intercalés dans des argiles sableuses rouges et des grès rouges. Les éléments de ces brèches appartiennent presque exclusivement au Jurassique supérieur calcaire et au Berriasien, avec quelques galets de Crétacé.



*Photo 20. Calcaire gréseux et graveleux de l'Oligocène du Barroux.
Quartz, plagioclase et micas. x 50.*

4) Oligocène du Paty-Crillon le Brave

Dans cette région la série est plus nettement calcaire avec quelques

intercalations minces d'argiles et de marnes. Il faut noter la présence de niveaux dolomitiques : dolomies finement grenues avec quelques rares quartz de 30 μ et dolomies vacuolaires un peu calcaires, finement grenues à quartz fins assez abondants, renfermant un peu de mica.

Variations d'épaisseur

L'érosion intense, résultant principalement des phases orogéniques alpines, ne laisse souvent affleurer que des lambeaux très incomplets d'Oligocène.

La série la plus complète s'observe dans la région de Montmirail où son épaisseur dépasse 800 m. Au col du Chaîne l'épaisseur est de l'ordre de 250 à 300 m. Au Barroux elle est de l'ordre de 100 m.

Conditions de sédimentation (cf. Paléogéographie p.161).

La grande variété des facies indique un mode de dépôt instable dont la seule caractéristique générale est l'importance des apports détritiques.

La nature lagunaire et lacustre des sédiments ainsi que l'existence de très brèves incursions marines montrent qu'à l'Oligocène le massif de Suzette était émergé et situé à proximité de la mer. L'épaisseur considérable des dépôts, jointe à leur nature, indique une subsidence importante.

Corrélations avec les régions voisines

L'Oligocène laguno-lacustre du massif de Suzette fait partie de l'ensemble des sédiments qui se sont déposés, à cette époque, en bordure des chaînes subalpines déjà émergées. Il se raccorde également aux séries de Provence et à celle de bordure du Massif Central.

On peut admettre, comme l'écrit M. Gignoux*, qu'il correspond à "la bordure orientale d'une mer expirante occupant la dépression périalpine sur l'emplacement actuel de la vallée du Rhône."

* cf. M. Gignoux -(14), p.563.

CHAPITRE VII

LE MIOCENE

Le Miocène forme une auréole continue d'affleurement autour du massif de Suzette. L'étude de la série permet de distinguer les subdivisions classiques du Miocène de la vallée du Rhône : "Burdigalien", "Helvétien", "Tortonien" et "Pontien", qui seront traitées séparément.

Notons, dès maintenant, que ces distinctions d'étages ont été adoptées par comparaison avec les régions voisines du bassin de Valréas et du bassin d'Avignon et qu'elles correspondent plus à des différences de facies qu'à des unités stratigraphiques nettes ; d'ailleurs, après la description des différents termes de la série miocène, un paragraphe sera consacré à la discussion de la valeur stratigraphique de chaque étage.

I. - LE "BURDIGALIEN"

Ses affleurements ceinturent d'une manière presque continue le massif de Suzette et le dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon. Il correspond le plus souvent à une molasse calcaire à Pecten mais il présente des variations de facies extrêmement fréquentes qui rendent complexe son étude.

La limite inférieure est extrêmement nette en raison de la discordance du "Burdigalien" sur le substratum secondaire et même localement sur l'Oligocène laguno-continentale ; cette discordance est fréquemment soulignée par un conglomérat de base associé à des bancs molassiques à Pecten.

Le "Burdigalien" représente la base de la transgression miocène qui a recouvert tout le massif de Suzette.

La limite supérieure est principalement lithologique et se place à l'apparition des sables plus ou moins argileux caractéristiques de l'"Helvétien". Cette différenciation lithologique s'accompagne d'une légère variation dans la faune qui se traduit par une évolution des Pecten (apparition de Chlamys gentoni Font.) et par la présence d'huîtres assez nombreuses.

Faune

a) La macrofaune est assez abondante mais peu variée ; elle est de plus très souvent en mauvais état et difficilement dégageable. Nous avons recueilli :

Chlamys praescabriuscula Font.
Echinolampas scutiformis Lam.
Ostrea crassissima Lam. (au sommet).

b) La microfaune est abondante et forme avec celle de la base de l'"Helvétien" un ensemble nettement distinct du reste du Miocène c'est-à-dire de l'"Helvétien" et surtout du "Tortonien". Il existe cependant un certain nombre de Foraminifères qui sont communs à l'ensemble de la série miocène et il faut signaler que parmi ceux-ci Robulus calcar Linné et Cibicides dutemplei d'Orb. sont considérés comme caractéristiques du Vindobonien dans le bassin de Vienne.

L'examen des plaques minces a mis en évidence de nombreux Bryozoaires, des articles de Crinoïdes, des débris de Lamellibranches et d'Echinodermes, des débris d'Elphidium, des Lithothamniées et de nombreux Foraminifères dont des sections de Rotalia, des Globigerines et des Rupes-tiides (formes fixées).

Quelques lavages effectués dans des passées marneuses ont montré :

- Foraminifères :

Spiroplectammina carinata d'Orb.
Spiroplectammina cf. nuttali Laliker
Robulus cf. austriacus d'Orb.
Robulus calcar Linné *
Robulus curvisseptus Seguenza
Robulus vortex F. et M.
Robulus orbicularis d'Orb.
Fron dicularia cf. foliacea Schw.
Marginulina aculeata Neugeborer
Marginulina hirsuta d'Orb.
Nodosaria calomorpha Reuss
Nodosaria longiscata d'Orb.
Nodosaria sp.
Nonion umbilicatum d'Orb.*
Angulogerina aff. carinata Cush.
Cassidulina laevigata d'Orb.
Pullenia bulloïdes d'Orb.*
Sphaeroidina bulloïdes d'Orb.
Globigerina bulloïdes d'Orb.*
Cibicides dutemplei d'Orb.
Cibicides ungerianus d'Orb.
Siphonina reticulata Gysek
Asterigerina planorbis d'Orb.
Planularia sp.
Ramulina sp.
Elphidium crispum Linné *
Nodosaria sp. lamellata Cush.
Uvigerina cf. rutila Cush.

Nonion bouei d'Orb.*
Lenticulina rotulata Lam.
Bolivina dilatata Reuss
Anomalinidae
Ellipsonodosaria sp.

- Ostracodes :

Loxochoncha punetatella Reuss
Loxochoncha grateloupiana Bosquet
Hemicythere (?) cf. reniformis Reuss

Principaux facies

Les variations de facies tant latérales que verticales étant très fréquentes, deux coupes détaillées, dans les zones du plus grand développement de la série, seront décrites pour servir de base à l'examen des différents facies du "Burdigalien".



Photo 21. Discordance du Burdigalien (a) sur les calcaires de Vaison (b)
Vaison-la-Romaine.

1) Coupe située à l'E de Vacqueyras (pl. 5, log 8) (photo 21)

- A la base 7 m de sables très grossiers conglomératiques.

* Espèces communes à l'ensemble du Miocène.

- Puis plus de 30 m de conglomérat moyennement consolidé à galets bien roulés de 5 à 10 cm de diamètre dont le ciment est un sable grossier calcaire. Les éléments de ce conglomérat appartiennent aux niveaux suivants de la série sous-jacente :
 - calcaires jurassiques et crétacés 75 %
 - calcaires oligocènes 10 %
 - silex et chailles 10 %
 - petits galets de calcite et de quartz 5 %.

Certains galets sont recouverts d'une patine verte.

- Puis 35 m environ de calcaire gréseux à nombreux débris d'organismes, en grosses masses grises mal litées passant au sommet à des petits bancs plus gréseux et plus marneux annonçant l'"Helvétien" ; le microfacies est celui d'un calcaire à Bryozoaires grenu assez grossier avec des quartz de 200 à 300 μ .

Cette molasse calcaire est fréquemment associée à des bancs discontinus de calcaires grossiers et gréseux, à Pecten et débris d'organismes, en dalles grises de 10 à 20 cm d'épaisseur (micro-conglomérat à ciment de calcaire grenu, à éléments bien classés : quartz, feldspaths dont orthose micropertitisée, quartzite métamorphique, silex, rhyolites du type Esterel, dacite, andésite, grain de calcédonite et radiolarites, certains galets sont serpentinisés).

De part et d'autre de cette coupe, de Gigondas à Beaumes de Venise, la répartition de ces facies est très variable :

Diminution très rapide du conglomérat de base tant vers le N que vers le SE et passage latéral local (par imbrication) à des niveaux de molasse calcaire à Pecten.

Variation dans l'importance des passées marneuses qui se traduit par l'existence ou l'absence totale d'une ou plusieurs intercalations de marnes sous la barre de molasse terminale.

Cette barre du sommet de la série représente le seul horizon constant malgré des variations d'épaisseur sensibles mais réparties inégalement.

2) Coupe de la route de Malaucène-Suzette (pl. 5, log 7)

- A la base, quelques mètres d'un conglomérat identique à celui de la coupe précédente, associé à des grès calcaires grossiers,
- Puis 25 m de calcaires fins gréseux beiges en petits bancs irréguliers, assez tendres alternant avec des passées de marno-calcaires,
- 8 m de calcaires gréseux à organismes silicifiés par place (calcaire à fragments renfermant du quartz et du microcline),
- 12 m de calcaires gréseux à organismes, plus fins (calcaires à fragments renfermant de gros quartz et des galets de calcaire grenu et de quartzite) (photo 22).

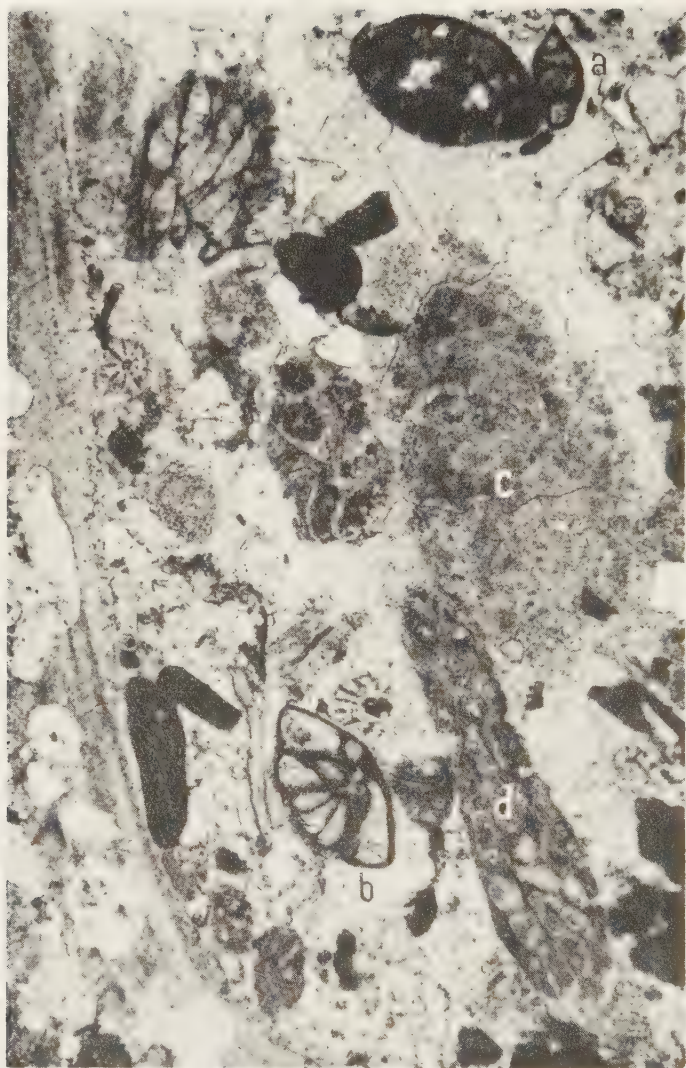


Photo 22. Calcaire à fragments et gros quartz du Burdigalien du col du Chaîne. Miliolite (a), Rotolides (b), débris d'Echinodermes (c) et Bryozoaires (d). x25.

- 30 m environ de calcaires fins gréseux beiges en petits bancs irréguliers avec quelques intercalations plus marneuses à la base,
- 30 m environ de calcaires marneux beiges.
- Au sommet, 6 m de calcaires gréseux beiges en petits bancs grenus à spicules en opale et à débris, renfermant de nombreux quartz mal classés de 100 μ , et un peu de glauconie.

Cet ensemble est représentatif du "Burdigalien" de toute la bordure orientale du massif de Suzette, du S de Vaison au SE de Malaucène. Il faut



*Photo 23. Microconglomérat burdigalien de Saint-Romain-en-Viennois
Rotalides(a), Orbitolinides(b) et débris de Lamellibranches(c) $\times 25$.*

noter, cependant, que les différents facies décrits précédemment ont un développement inégal suivant les points.

3) En dehors des deux zones ci-dessus (1 et 2) la série burdigalienne est souvent très incomplète.

Le plus souvent la série est limitée à une barre de molasse calcaire à organismes, de quelques mètres à 20-30 m d'épaisseur, associée ou non à un conglomérat de base : Vaison, SW du dôme de Saint-Romain-en-Viennois (photo 23),

Séguret et sommet de Saint-Amand. Cette barre molassique semble toujours être l'équivalent latéral de la barre terminale de la coupe (1).

A l'E de Saint-Romain-en-Viennois, dans l'Arfuyen et sur le versant sud des massifs du Barroux et de la Roque-Alric, le "Burdigalien" se réduit à une surface d'érosion ferrugineuse (cf. Paléogéographie du Miocène, chapitre XX-p. 163).

Au N de Séguret (Beaussant) le "Burdigalien" n'est représenté que par quelques mètres de marno-calcaires sableux.

Variations d'épaisseur

En raison de l'irrégularité des facies, les épaisseurs de la série burdigalienne sont très variables, de 0 à plus de 100 m suivant les points :

- 125 m au col du Chaîne (route Malaucène-Suzette).
- 100 m au SE de Vacqueyras.
- 20 à 30 m à Séguret, Vaison et Saint-Marcellin-les-Vaison.
- 0 à quelques mètres à l'E de Saint-Romain-en-Viennois, au N de Séguret, au S du Barroux et à Saint-Hippolyte.

Conditions de sédimentation

D'origine marine, le "Burdigalien" correspond à des facies côtiers ; leur étude sera traitée dans la III^{ème} partie : Paléogéographie (p. 163).

Corrélations avec les régions voisines

Les facies observés dans le massif de Suzette sont analogues à ceux du "Burdigalien" de la vallée du Rhône et plus particulièrement à ceux du bassin de Valréas * .

II. - L'"HELVETIEN"

C'est l'étage du Miocène qui affleure le plus largement sur le pourtour du massif de Suzette : dans la plaine de Carpentras, la vallée de l'Ouvèze, au N de Vaison et à l'W du dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon, et dans la plaine d'Entrechaux-Malaucène.

Il est presque exclusivement représenté par un facies sableux (photo 24).

La limite inférieure est surtout lithologique et correspond à l'apparition des premières assises sableuses au-dessus de la molasse calcaire burdigalienne (cf. p.80).

La limite supérieure n'est pas toujours très nette, le passage "Helvétien"

* cf. G. Demarcq (6), p. 1 à 3.



Photo 24. Sables roux helvétiques ; route de Vaison - Nyons .

"Tortonien" étant caractérisé par une augmentation progressive des éléments argileux : grès micacés argileux intercalés localement entre les sables roux helvétiques et les marnes gris-bleu tortoniennes. Cette différenciation lithologique est soulignée par une évolution de la macrofaune : apparition de nombreuses huîtres, dont Ostrea crassissima Lamk., dès la base du "Tortonien". La présence d'Ostrea crassissima Lamk. à la fois dans le "Burdigalien" et à la base du "Tortonien" permet de souligner la fragilité des arguments paléontologiques qui sont utilisés pour subdiviser la série miocène.

Faune

a) La macrofaune, assez rare, existe surtout à la base ou au sommet de la série dans des horizons plus calcaires. Nous avons recueilli :

Balanus tintinnabulum.
Ostrea caudata (?) Munst.
Chlamys gentoni Font.
Cardita sp.
Scalaria sp.
Bryozoaire.

b) La microfaune est peu abondante et permet d'attribuer à cette formation un âge vindobonien.

1) Foraminifères :

a) Dans les sables :

Nonion bouei d'Orb.
Rotalia beccarii Linné
Elphidium sp.
Elphidium aff. crispum Linné
Globigerina bulloides d'Orb.
Cibicides dutemplei d'Orb.
Globulina sp.

b) Dans les marnes basales :

Robulus sp.
Rotalia cf. beccarii Linné
Globigerina bulloides d'Orb.
Nodosaria sp.
Cibicides sp.

2) Ostracodes :

a) Dans les sables :

Costa edwardsiana Roemer
Cytheridea paraacuminata verrucosa Kollmann
Puriana cf. plicatula Oertli v. Reuss
Aurila cf. angulata Reuss

b) Dans les marnes basales :

Hemicythere cf. reniformis Reuss
Hemicythere triangularis Oertli
Loxoconcha cf. eggeriana Lienenklauss

Facies (pl. 5, log 7-8)

Aucune variation de facies importante n'est observable dans l'"Helvétien" du massif de Suzette. La série est représentée par des sables roux ferrugineux à grain fin ou moyen. micacés, à ciment calcaire réduit, avec localement des passées plus consolidées gréseuses ; la stratification est souvent oblique ou entrecroisée. Ces sables et grès, qui prennent souvent un facies jaune monotone azoïque, très épais et conduisent à des reliefs de collines molles dans lesquelles se marquent parfois quelques zones plus consolidées, sont fréquemment dénommés "safres" (photo 24).

Localement des passées argileuses se développent surtout à la base de la série, principalement près de Saint-Romain-en-Viennois, au S de Ma-laucène et du S du Barroux ; il s'agit d'argiles sableuses très micacées gris-bleu qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. D'après des renseignements oraux qui m'ont été fournis par MM. Fahy et Fournier,

Géologues de la S. N. P. A. (Drôme), la microfaune de ces marnes présente plus d'affinité avec le "Burdigalien" qu'avec l'"Helvétien". Pour G. Demarcq* ces marnes représentent le terme de transition entre le "Burdigalien" et l'"Helvétien" par analogie avec le bassin de Valréas.

Quant à nous, nous pensons que ces marnes représentent l'"Helvétien" basal car leur passage latéral à des sables roux, indistinguables du reste de l'"Helvétien", est très bien observable au N de Saint-Marcellin-les-Vaison et au S d'Entrechaux.

A la base et au sommet de la série se développent localement, au N de Vaison, au N de Beaumes-de-Venise et au S de Malaucène, des bancs plus molassiques, assez durs, d'un facies proche de celui du "Burdigalien". Toutefois la stratification irrégulière et le fort pourcentage des éléments ferrugineux leur donnent un caractère particulier ; ce sont ces horizons qui constituent les niveaux fossilifères de l'"Helvétien".

L'épaisseur n'est mesurable qu'au N de Vaison où la série miocène est complète, elle est de l'ordre de 150 à 200 m.

Conditions de sédimentation

Entièrement marins, les sables argileux helvétiques correspondent à des dépôts peu profonds vaseux en mer calme, avec des apports détritiques importants (cf. III^{ème} partie Paléogéographie).

Corrélations avec les régions voisines

Ce facies sableux est très répandu dans l'"Helvétien" de la vallée du Rhône, en particulier dans le bassin de Valréas.

III. - LE "TORTONIEN"

Cet étage n'affleure que dans le N du massif de Suzette, sur le versant sud du plateau de Villedieu-Saint-Roman-de-Malegarde. Il est presque exclusivement représenté par un facies marneux.

La limite inférieure est caractérisée par l'apparition de grès argileux et de marnes gris-bleu à huîtres au-dessus des sables helvétiques (cf. Helvétien p. 86).

La limite supérieure est peu nette, le passage aux argiles lacustres et aux cailloutis du "Pontien" étant progressif.

Faune

La macrofaune est assez abondante en individus mais non en espèces :

* G. Demarcq (6), p. 9 et 10.

Ostrea crassissima Lam.
Ostrea digitalina Hoines
Anomia castata Br.
Solen sp. (S. marginatus Pult. ?)

La microfaune est abondante malgré la présence de quelques Foraminifères communs à toute la série du Miocène, elle forme un ensemble nettement distinct de celui du "Burdigalien".

1) Foraminifères :

Nonion cf. bouei d'Orb.*
Nonion umbilicatum d'Orb.*
Elphidium sp. 1
Elphidium sp. (minutum ?)
Elphidium crispum Linné *
Rotalia beccarii Linné *
Globulina sp.
Saracenaria italica Defr.
Lenticulina rotulata Lam.*
Robulus calcar Linné *
Lagenodosaria scalaris Batsch.
Glandulina laevigata d'Orb.
Bulimina ovata d'Orb.
Bulimina fusiformis Nill.
Bulimina var. pupula d'Orb.
Globigerina bulloïdes d'Orb.*
Pullenia bulloïdes d'Orb.*
Dentalina sp. leguminiformis Batsch.
Gyroïdina sp. neosoldanii Brot.
Buliminella sp.

2) Ostracodes :

Loxoconcha grateloupiana Bosq.*
Hemicythere triangularis Oertli
Costa edwardsiana Roemer
Cytheridea paraacuminata verrucosum Kol.
Bosquesina pectinata Bosq.
Cytheretta sp.

Facies (pl.5, log 8)

Aucune variation sensible de facies n'est observable dans cette série constituée de marnes bleu-gris clair localement sableuses avec des intercalations-surtout à la base, de grès argileux très fins, gris-bleu, micacés.

* Espèces communes à l'ensemble de la série miocène.

Le "Tortonien" est caractérisé par un mode de dépôts proche de celui de l'"Helvétien" mais avec des apports détritiques faibles. Il représente le dernier terme marin du Miocène.

Corrélations avec les régions voisines

Le facies du "Tortonien" du massif de Suzette est identique aux marnes sableuses de Visan du bassin miocène de Valréas.

IV. - "PONTIEN" *

Il forme la partie supérieure du plateau miocène de Villedieu-Saint-Roman-de-Malegarde et correspond au dernier terme de la série miocène. Il est représenté par des facies continentaux : argiles lacustres et cailloutis.

La limite inférieure est peu nette par suite du passage progressif des marnes tortoniennes au facies continental pontique (cf. "Tortonien" p.89).

Limite supérieure

Le "Pontien", sommet de la série miocène, n'est surmonté que localement par des lambeaux discordants de Pliocène marin.

Faune

a) Macrofaune : aucun fossile n'a été récolté par nous dans cette formation mais G. Demarcq signale des Limnées, Planorbes et Helix dans son facies pontique inférieur.

b) Microfaune : les lavages effectués n'ont montré aucun microfossile ; il faut noter cependant la présence de Foraminifères et d'Ostracodes remaniés appartenant surtout aux assises miocènes sous-jacentes et aussi au Cénomanién.

Facies

La série peut se subdiviser en deux ensembles :

a) Le "Pontien" inférieur : alternance d'argiles et de marnes grises ou beiges avec quelques intercalations de calcaires marneux blancs, de sables et grès peu consolidés fins gris-beige à stratification parfois entrecroisée et de cailloutis de galets souvent impressionnés formant localement des bancs de conglomérats à ciment calcaire.

* L'emploi du terme "Pontien" pour qualifier les assises terminales du Miocène de la vallée du Rhône étant peu justifié, G. Demarcq propose d'employer provisoirement le terme de "Facies pontique".

b) Le "Pontien" supérieur : argiles rougeâtres sableuses en lits irréguliers et discontinus alternant avec de grosses masses de cailloutis de galets dont certains sont impressionnés.

Conditions de sédimentation

Le "Pontien" correspond à un épisode continental fluviolacustre ; il traduit l'émersion générale des chaînes subalpines et de la vallée du Rhône à la fin du cycle miocène. L'extrême abondance des niveaux de galets ainsi que la grande diversité lithologique de ces derniers indiquent une érosion intense en bordure de la vallée du Rhône et plus particulièrement dans les chaînes subalpines (cf. p. 171).

Les facies décrits ci-dessus sont ceux du toit du Miocène du bassin de Valréas.

Conclusion sur la stratigraphie du Miocène

En tout point comparable à celle du bassin de Valréas, la série miocène du massif de Suzette pose le problème de la valeur stratigraphique à accorder à chacun des étages identifiés ci-dessus, du "Burdigalien" au "Pontien" inclus.

L'étude de la macrofaune montre que toute la série, du "Burdigalien" au "Tortonien" inclus, renferme une faune de Pecten et d'Ostracés homogène dans laquelle les différentes espèces sont, le plus souvent, très proches les unes des autres. De même, certains fossiles tel Ostrea crassissima Lamk. sont connus aussi bien dans le "Burdigalien" que dans le "Tortonien" et il est regrettable que l'absence d'espèces vraiment caractéristiques de chaque étage conduise à utiliser d'aussi mauvais fossiles pour préciser paléontologiquement soit le sommet du "Burdigalien", soit la base du "Tortonien".

La distinction entre le "Burdigalien", l'"Helvétien" et le "Tortonien" résulte plus de variations dans la lithologie que d'une différenciation dans la faune. On peut se demander ici s'il n'y a pas confusion entre la notion pétrographique de lithofacies et la notion stratigraphique d'étage.

L'étude de la microfaune * (cf. pl. 7) montre que la répartition des différentes espèces de Foraminifères ou d'Ostracodes permet de subdiviser la série miocène en deux zones micropaléontologiques :

- Une zone inférieure correspondant au "Burdigalien" et à la base de l'"Helvétien", caractérisée par Robulus cf. austriacus d'Orb., Robulus curviseptus Seguen., Robulus orbicularis d'Orb., Marginulina aculeata Neug.,

* Pour le Miocène, il est logique d'accorder une valeur stratigraphique au moins égale aux indications données par la microfaune qu'à celles résultant de la macrofaune.

Nodosaria calomorpha Reuss , Nodosaria longiscata d'Orb., Angulogerina aff. carinata Cush., Cassidulina laevigata d'Orb, Cibicides ungerianus d'Orb., Siphona reticulata Gysek., Loxoconcha punetatella Reuss , Hemicythere cf. reniformis Reuss , Cytherella bernensis Oertli , etc.

- Une zone supérieure correspondant à l'"Helvétien" et au "Tortonien" caractérisée par Saracenaria italica DeFrance , Lagenodosaria scalaris Batsch., Glandulina laevigata d'Orb., Bulimina ovata d'Orb., Bulimina fusiformis Nill., Bulimina var. pupula d'Orb., Dentalina sp. leguminiformis Batsch., Gyroïdina sp. neosoldanii Brotzen , Costa edwardsiana Roemer , Cytheridea paracuminata verrucosa Kollmann , Puriana cf. plicatula Oertli , etc.

Mais il faut aussi signaler que de nombreuses autres espèces sont communes à ces deux zones : Elphidium crispum Linné , Nonion bouei d'Orb., Lenticulina rotulata Lamk., Globigerina bulloïdes d'Orb., Robulus calcar Linné , Nonion umbilicatum d'Orb., Pullenia bulloïdes d'Orb., Cibicides dutemplei d'Orb., Loxoconcha grateloupiana Bosq. et Hemicythere triangularis Oertli.

D'autre part, les essais de corrélation avec le bassin de Vienne et la Suisse, régions dans lesquelles la stratigraphie du Miocène est plus nettement définie, soulignent la difficulté rencontrée pour accorder une valeur stratigraphique précise aux deux zones micropaléontologiques ci-dessus. En effet, si l'étude des Ostracodes permet d'attribuer la zone inférieure à l'étage Burdigalien et la zone supérieure à l'étage Vindobonien (Helvétien-Tortonien), la présence de Foraminifères tels que Robulus calcar Linné , Marginulina hirsuta d'Orb. et Cibicides dutemplei d'Orb. dans la zone inférieure conduirait à attribuer au Vindobonien toute la série miocène du massif de Suzette. La valeur stratigraphique de ces Foraminifères n'est cependant pas telle qu'elle puisse conduire à nier la présence de Miocène inférieur dans notre région et plus généralement dans le bassin du Rhône.

En conclusion, nous devons souligner qu'il n'est pas possible de mettre en évidence un argument paléontologique valable, tant par l'étude de la macrofaune que par celle de la microfaune, qui permette de subdiviser la série miocène du massif de Suzette en plusieurs étages stratigraphiques parfaitement définis. Seule est observable une succession de lithofacies qui n'ont sans doute qu'une valeur régionale. Nous estimons donc regrettable l'emploi, pour qualifier des formations lithologiques locales, de termes tels que Burdigalien ou Vindobonien qui ont une signification stratigraphique dans d'autres régions. C'est la raison pour laquelle nous avons mis, dans notre texte, ces termes entre guillemets.

Cependant les affleurements miocènes étudiés dans le massif de Suzette sont trop restreints pour apporter des conclusions tout à fait définitives. C'est seulement si les faits énoncés ci-dessus se vérifiaient pour l'ensemble de la vallée du Rhône qu'une nouvelle nomenclature devrait être adoptée. Des noms locaux devraient être attribués à chacune des formations lithologiques et l'on devrait admettre, en s'appuyant sur les deux zones micropaléontologiques mises en évidence ci-dessus, qu'il est seulement possible de

distinguer un Miocène inférieur (Burdigalien et base de l'Helvétien actuels)
d'un Miocène supérieur (Helvétien-Tortonien et Pontien actuels).
Ces deux subdivisions sont d'ailleurs les seules admises en général par les
stratigraphes spécialistes du Néogène.

CHAPITRE VIII

LE PLIOCENE (Plaisancien)

Les affleurements de marnes pliocènes sont très réduits dans le massif de Suzette et limités à la vallée de l'Ouvèze, au SW de Rasteau et à l'W de Vacqueyras. La limite inférieure est très nette car le Pliocène repose toujours en discordance sur Miocène. La limite supérieure est inconnue puisque ces marnes représentent le terme le plus élevé de la série affleurant sur le pourtour du massif de Suzette et ont toujours été plus ou moins érodées.

Age

Aucun macrofossile n'a été récolté par nous ; la microfaune est réduite à Rotalia beccarii Linné, espèce non caractéristique puisqu'on la trouve aussi bien dans le Miocène et le Pliocène que dans les mers actuelles. Ces marnes peuvent cependant être rapportées au Plaisancien marin, par analogie avec les affleurements de même facies mais fossilifères de la région de Bollène.

Facies et épaisseur

Il s'agit de marnes gris-bleu micacées et sableuses, visibles sur 15 à 20 m d'épaisseur seulement.

CHAPITRE IX

LE QUATERNAIRE

La cartographie du massif de Suzette conduit à distinguer :

- Les éboulis de pente (Eb).
- Les éboulis anciens (Ea).
- Les alluvions actuelles (Fc).

De plus, l'observation du terrain et l'étude des photographies aériennes permettent de mettre en évidence, dans la vallée de l'Ouvèze, des terrasses alluviales emboîtées :

- Une terrasse de 25 à 30 m (Fa) à pente assez marquée correspondant souvent à d'anciens cônes de déjection ; elle est visible sur la rive gauche de l'Ouvèze, de Gigondas à Sarrians, et en buttes isolées au S de Beaumes.
- Une terrasse de 15 m (Fb) constituée de cailloutis principalement calcaires formant la plaine du bois des Dames au SW de Rasteau et la plaine de Carpentras au S de Saint-Hippolyte et de Caromb.

DEUXIEME PARTIE

DESCRIPTION TECTONIQUE

Les subdivisions géographiques du massif de Suzette correspondent à des zones structurales bien individualisées qui peuvent être traitées séparément et successivement. Les faits structuraux communs à deux régions seront toutefois soulignés pour que l'étude reste cohérente (fig. II).

Dans chaque zone, nous insisterons particulièrement sur l'âge des formations affectées par les différents accidents structuraux ; ainsi, le rôle relatif de chaque phase orogénique sera mis en évidence. Cependant, dans ce chapitre, seules les conclusions locales seront émises, l'interprétation définitive de l'ensemble des faits structuraux n'étant traitée que dans la quatrième partie consacrée à l'âge des mouvements et à l'histoire géologique du massif de Suzette (cf. p. 175).

Nous étudierons successivement :

- Le Miocène du Nord de l'Ouvèze qui forme le plateau de Villedieu-Saint-Roman de Malegarde,
 - La moitié occidentale du dôme de Faucon-Saint-Romain-en-Viennois.
 - Le pays de Vaison.
 - Le massif de Gigondas.
 - Le Trias et ses auréoles tertiaires.
 - Le massif de la Roque-Alric.
 - Le massif du Barroux.
-

CHAPITRE X

LE MIOCENE DU N DE L'OUVEZE

Toute la partie nord du massif de Suzette est constituée par un vaste plateau miocène situé entre les vallées de l'Ouvèze et de l'Eygues. C'est une zone très tranquille, monoclinale, aux pendages peu accentués (quelques degrés) vers le N ou le NW, et quelquefois même tabulaire (pl. 10).

Le long de la route Vaison-Nyons des pendages de 30° peuvent être relevés dans l'"Helvétien", mais il s'agit de faux pendages d'origine sédimentaire et non tectonique, qui résultent de la stratification oblique ou entrecroisée des dépôts où on les observe. En fait, le dessin du contact "Helvétien"- "Tortonien" indique une série monoclinale très faiblement pen- tée vers le N-NW.

Un fait marquant de cette région est la discordance cartographique du "Pontien" qui repose sur les différents termes du Vindobonien, en particulier entre Buisson et Villedieu, village situé légèrement en dehors de la zone étudiée au N de Vaison. Ceci indique l'existence de légers mouvements avant le dépôt du "Pontien".

Les faibles pendages observés indiquent que cette série miocène a été légèrement affectée par la seconde et dernière phase alpine. La présence en contre-bas du Miocène, soit dans la vallée de l'Eygues, soit dans celle de l'Ouvèze, de lambeaux pliocènes horizontaux permet de dater cette phase ultime comme post Miocène et ante Pliocène.

Les études géophysiques (sismique) et les résultats du forage de Villedieu effectué par la S. N. P. A. (Drôme) conduisent à admettre l'existence, à mi-chemin entre Vaison et Villedieu, d'une flexure ou d'un accident important de direction E-NE - W-SW :

- L'Urgonien, qui sous le faciès des "calcaires de Vaison", affleure à Vaison même avec un pendage nord de quelques degrés, a été retrouvé, dans le sondage, à la cote-1975 m avec pendage moyen de 25° N ; la distance horizontale, qui sépare ces deux points, est de 8 km.

- A mi-chemin entre Vaison et Villedieu, les études géophysiques ont montré l'existence d'une zone perturbée qui abaisse l'Urgonien dans la moitié nord du profil sismique.

CHAPITRE XI

LA MOITIÉ OCCIDENTALE DU DÔME DE FAUCON-SAINT-ROMAIN-EN-VIENNOIS

(planche 8, coupes X, XI et XII)

Seule la moitié occidentale du dôme, comprise entre l'Ouvèze au S. la route Vaison-Saint-Romain-en-Viennois-Faucon à l'W et la limite de la feuille Vaison n°1 à 1/20 000 à l'E, a été étudiée par nous* (photo 25). Son cœur est formé par des marnes bleues gargasiennes et par les "calcaires de Vaison" qui sont affectés par trois failles parallèles NS à N-NE - S-SW.



*Photo 25. Le cœur du dôme de Saint-Romain-en-Viennois - Faucon.
Gargasien (a), Cénomaniens (b) et Burdigalien (c)*

* Sa moitié orientale a été levée par P. Chapuis (contribution à l'étude des Baronnies, feuille Vaison n° 2, D.E.S. Lab. de Géol. Fac. des Sc. de Grenoble, 1953).

Ces trois accidents à compartiments ouest abaissés, où affleure le Gargasien, décrochent les "calcaires de Vaison" en panneaux successifs, monoclinaux et plongeant vers l'E ; l'intensité des pendages est comprise entre 20 et 45°.

Vers le N et vers le S ces trois failles s'amortissent rapidement dans les marnes gargasiennes ; ces dernières montrent, entre la Gardette et la route Saint-Romain-les-Habitants, une voûte anticlinale très faible de direction approximative NS, ce qui déporte, par rapport aux affleurements de calcaires, légèrement vers l'W, le sommet apparent de la structure crétacée.

Il est intéressant de noter dès maintenant, que ce système d'accidents est dans le prolongement d'une grande faille longitudinale affectant le massif de Gigondas, la faille de Saint-Amand-Arfuyen, ce qui laisse supposer que la structure crétacée de Saint-Romain-Faucon peut être le reflet en surface de plis jurassiques profonds d'un système voisin de ceux de l'Arfuyen (cf. chapitre XIII p.108).

Autour du cœur aptien du dôme affleure une auréole continue de Cénomanién. Une légère discordance, soulignant la lacune de l'Albien, existe entre ce dernier et le Gargasien. En effet, les pendages sont souvent plus accentués dans les assises gargasiennes et fréquemment leurs directions sont différentes de celles des pendages affectant le Cénomanién. De même, la discordance est soulignée par la disparition par biseautage d'une partie plus ou moins importante des marnes gargasiennes sous le Cénomanién (cf. pl. 8, coupes XI et XII) ; ceci est particulièrement bien visible dans la région de la Gardette et le long de la route Saint-Romain-les-Habitants. L'axe anticlinal gargasien se marque dans les assises cénomaniennes de la Gardette au N jusqu'à Chabrières au S, où un petit périclinal sud est observable. Le Cénomanién est affecté par un accident NS, parallèle au précédent, entre Saint-Romain et la Tuillère, mais cette faille n'est pas très apparente par suite de l'identité de nature des assises qu'elle met en contact.

La discordance séparant le Cénomanién du Gargasien est le résultat d'une phase orogénique ante cénomaniénne localisée (cf. chapitre XII p. 105 et 107). Les études stratigraphiques et en particulier celles concernant la microfauune ne permettant pas d'affirmer, avec certitude, la présence d'Albien à la base de la série cénomaniénne (cf. p. 67 et 68), il n'est pas possible de préciser davantage l'âge de cette phase tectonique.

La structure crétacée est bordée par une auréole de terrains miocènes qui sont masqués sur son versant sud par les alluvions de l'Ouvèze. Bien que localement le "Burdigalien" paraisse absent par passage latéral à des facies marneux non dissociables de l'"Helvétien" (marnes bleues de Saint-Romain, cf. p. 88), ce qui brouille quelque peu l'étude structurale, les affleurements miocènes dessinent un dôme régulier, non affecté par les accidents NS du Crétacé ; le sommet miocène de cette structure se situe dans la région des Habitants, c'est-à-dire nettement plus à l'E que celui de l'anticlinal crétacé.

Il existe une discordance angulaire nette entre le "Burdigalien" et son substratum ; à l'E de Saint-Romain-en-Viennois les pendages sont de direction opposée, vers l'W pour le "Burdigalien" et vers l'E pour le Cénomanién. A Chabrières et au NE de Saint-Marcellin-les-Vaison, où les pendages sont tous orientés vers l'W et le SW, une discordance de plusieurs degrés est observable.

Conclusion

La discordance séparant le Cénomanién du Gargasien, ainsi que la lacune de l'Albien, montre que la structure de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon s'est ébauchée dès avant le Crétacé supérieur. Nous verrons au cours des chapitres ultérieurs que les effets de cette phase furent loin d'être négligeables non seulement dans le massif de Suzette mais aussi dans la chaîne du Ventoux-Lure.

L'étude structurale du dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon montre que celui-ci a été ensuite affecté par deux phases orogéniques successives dont les effets ne sont pas exactement superposés.

La première, qui est responsable des déformations des assises crétacées du cœur du dôme, est ante miocène ; mais en l'absence d'affleurements oligocènes, il est difficile de la dater avec certitude. On pourrait, en effet, penser que les déformations affectant le Crétacé résultent de la première phase alpine post-oligocène, cependant, comme nous le verrons ultérieurement au cours de l'étude de l'ensemble du massif de Suzette, cette phase fut en général peu intense et le plus souvent limitée à un rejeu plus ou moins accentué des accidents tectoniques antérieurs. Il nous paraît plus logique d'attribuer à la phase pyrénéo-provençale (entre l'Eocène et l'Oligocène), très importante dans tout le massif de Suzette, les déformations ci-dessus, d'autant plus que le système d'accidents nord-sud visible au cœur du dôme semble être la prolongation vers le N de faille de Saint-Amand Arfuyen ; cette dernière appartient, en effet, au système des grands accidents longitudinaux, qui affectent le massif de Gigondas, dont l'âge pyrénéo-provençal n'est pas douteux.

La seconde, qui n'a provoqué que la voussure ultime du dôme, est post-miocène et doit être considérée comme d'âge alpin (2ème phase alpine).

CHAPITRE XII

LE PAYS DE VAISON (planche 8, coupes VI et X)

Cette région correspond au vaste massif crétacé situé au S immédiat de Vaison et limité au S par la grande flexure du massif de Gigondas, à l'W par la plaine quaternaire de l'Ouvèze et à l'E par la cuvette miocène d'Entrechaux-Malaucène. Elle se décompose en trois sous-régions que nous décrirons successivement : l'anticlinal de Séguret, le plateau du S de Vaison et l'auréole miocène.

I. - ANTICLINAL DE SEGURET

Il s'agit d'une structure nord-sud, dissymétrique, visible sur plus de 7 km depuis la route de Vaison-Avignon au N jusqu'à la tuilerie de l'Encieu au S. Situé sur la bordure occidentale du pays de Vaison il domine vers l'W la plaine de l'Ouvèze. A l'E, la structure est bordée par un accident longitudinal N-NE - S-SW, la faille de Cheval Long-Mars qui complique vers le S le périclinal sud dans la région de la tuilerie de l'Encieu et de la Romane ; le rejet est supérieur à 100 m au N et diminue progressivement vers le S.

Le flanc ouest redressé montre des pendages de 60° à 80°. Il est localement accidenté par une petite faille longitudinale NS, passant à l'E de Séguret et affectant le contact Barrémien inférieur et moyen-calcaires de Vaison. Le flanc est plus doux ne présente que des pendages de 2 à 20°. Seul le périclinal sud est bien visible au Mont Bayon et à Cheval Long. La fermeture nord n'est qu'amorcée à l'W de la colline de Mars ; elle est masquée plus au N par la couverture discordante du Miocène ("Burdigalien" et "Helvétien").

Cet anticlinal, ouvert dans le Valanginien, affecte tous les termes de la série compris entre cet étage et le Bédoulien. Son cœur néocomien est affecté par deux accidents de faibles rejets :

- Une faille transversale E-SE - W-NW passant à l'E de Baussant et affectant la culmination de la structure,
- Une faille longitudinale N-NE - S-SW se suivant à l'W de Pied Chaux et de Mars, qui s'amortit vers le N dans les "calcaires de Vaison".

De Baussant au Château d'Olonne, le flanc ouest de l'anticlinal est recouvert en discordance par le Cénomanien qui pend à 45 ° W et repose sur tous les termes de la série du Bédoulien au Valanginien.

II. - PLATEAU DU S DE VAISON

Cette zone est séparée de la précédente par le graben gargasien du ravin de Mars qui est délimité par l'W par la faille de Cheval Long-Mars et à l'E par une faille parallèle NS, située à environ 500 m de la précédente. Les marnes gargasiennes qui occupent le graben se montrent en contact, à l'W, avec les différents termes du Néocomien de l'anticlinal de Séguret. La faille orientale, dont le rejet, inférieur à 100 m au N, diminue vers le S jusqu'à s'annuler au Mont Bayon, fait buter le Gargasien contre le Barrémo-Bédoulien du plateau de Vaison (photo 26).

Les marnes gargasiennes de ce graben, presque horizontales, dessinent cependant une légère gouttière synclinale qui demeure encore sensible nettement plus au S, dans les calcaires de Vaison.

Le plateau de Vaison, qui s'étend à l'E et au S du graben, correspond à un entablement faiblement ondulé de "calcaires de Vaison". Au N, il s'ennoie rapidement sous le Miocène. Au S de Vaison et au pied du "Burgalien" discordant, deux petits affleurements de Gargasien ont été conservés à la faveur de deux failles parallèles à regard ouest et faible rejet, orientées N-NE - S-SW, qui affectent les calcaires de Vaison. A l'E, les assises aptiennes du plateau sont recouvertes en discordance par le Cénomanien qui repose suivant les points sur le Gargasien, au SE de Vaison, ou sur les



Photo 26. Le Graben gargasien du ravin de Mars (a) vu des calcaires de Vaison (b) au fond à gauche le flanc est de l'anticlinal de Séguret et les collines de Pied-Chaux et de Mars (c)

calcaires bédouliens à l'W de Crestet. Ce Cénomanien forme un monoclinal à plongement est qui s'ennoie sous le Miocène (pl. 15).

Plus au S, une faille N-NE - S-SW, dont la lèvre orientale est abaissée de plus de 150 m, affecte le contact Bédoulien-Cénomanien. Vers le SE, le même Cénomanien est séparé du massif de Gigondas par la grande flexure NE-SW de la troisième Dentelle (cf. p. 108), qui redresse brutalement le Crétacé, y compris le Cénomanien, en provoquant des phénomènes d'étiement et d'écrasement importants. Dans cette zone, à l'E-SE de Prés Bayon, le Cénomanien paraît reposer transgressivement jusque sur l'Hauterivien bien que les éboulis ne permettent pas d'observer les contacts. Plus à l'E, le Cénomanien est séparé du massif de Gigondas par une faille de direction NE-SW dont le compartiment nord-est est abaissé ; dans cette région, au N des Grioux, le Cénomanien plonge à 45° vers le SE et montre des replis aigus au voisinage du contact anormal.

Au S, à la suite d'un faible ennoyage des calcaires de Vaison, les marnes gargasiennes affleurent de la Tuilerie de l'Encieu, à la Romane, et forment une gouttière synclinale dissymétrique orientée E-NE - W-SW ; le flanc sud de ce synclinal, très redressé, appartient à la grande flexure du massif de Gigondas.

III. - AUREOLE MIOCENE

A l'exception de la bordure sud, le Miocène affleure sur tout le pourtour du pays de Vaison.

Le "Burdigalien" repose suivant les points sur le Bédoulien dans la région de Séguret et de Vaison, sur le Gargasien au S et au SE de Vaison et sur le Cénomanien à Baussant et à Crestet, avec une discordance angulaire nette, très bien observable, en particulier sous la cote 252 à Vaison (photo 21). Il montre des pendages (30 à 40° en moyenne) qui divergent autour du massif crétacé.

En deux points le "Burdigalien" est très redressé :

A Séguret, où il montre des pendages verticaux ;

Au Crestet, où ses pendages atteignent des valeurs de 80 à 90°.

Il faut signaler qu'à Séguret une disharmonie est observable entre les premières couches conglomératiques peu pentées (pendages de 5° environ) et la masse des calcaires verticaux à bryozoaires. Aucun accident n'est observable au contact des deux ensembles du "Burdigalien". On peut se demander si un tel phénomène ne résulte pas de légers mouvements orogéniques au cours du "Burdigalien".

Dans l'"Helvétien", qui repose sans discordance sur le "Burdigalien", les pendages sont plus faibles et deviennent rapidement sub-horizontaux, en particulier dans la plaine de l'Ouvèze et dans le bassin d'Entrechaux.

Conclusions

La discordance nette entre le Cénomanién et le Crétacé inférieur témoigne d'une légère phase orogénique ante-cénomaniénne; l'existence des deux accidents du cœur de l'anticlinal de Séguret, qui n'affectent pas le Cénomanién, renforce cette hypothèse.

L'opposition observable entre les plis bien accentués affectant les terrains secondaires et les monoclinaux simples du Miocène permet d'affirmer l'existence d'une phase orogénique ante-miocène importante, qui peut être rapportée à la phase pyrénéo-provençale en raison du rôle primordial de cette dernière dans tout le massif de Suzette (cf. p. 111 et suivantes).

La direction tectonique NS, générale dans toute la région, ainsi que dans les pendages importants qui peuvent être observés dans le Miocène, montre que les effets des phases orogéniques post miocène, c'est-à-dire alpines sont loin d'être négligeables.

Il faut cependant remarquer que ces mouvements sont très localisés sur la bordure même du massif de Suzette sensu lato et qu'ils semblent témoigner plus d'un important rejeu épirogénique final conduisant à la création d'un fort relief, que d'une reprise des plissements antérieurs.

CHAPITRE XIII

LE MASSIF DE GIGONDAS (planche 9)

Cette région se subdivise en trois zones, qui seront décrites successivement :

- Le massif de l'Arfuyen au NE,
- Le massif de Saint-Amand au centre,
- Les Dentelles de Gigondas au SW.

Bien que ces trois zones soient nettement individualisées, nous indiquerons dès maintenant que leurs flancs nord-ouest s'alignent le long d'un même accident tectonique qui constitue ce que nous appellerons la grande flexure de la troisième Dentelle.

I. - MASSIF DE L'ARFUYEN (pl. 16 et photo 27)

Il correspond à un anticlinal jurassique, à cœur argovien, qui s'ennoie vers le N où son périclinal est bien dessiné. Ce pli est fortement dissymétrique : sur son flanc nord-ouest les calcaires tithoniques sont verticaux et faillés tandis que sur son flanc sud-est ils montrent des pendages de 40 à 70°.

L'axe de la structure, d'abord NS vers Ravaillet, c'est-à-dire dans le prolongement du dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon (cf. p. 102), tourne rapidement vers l'W pour prendre une direction NE-SW jusqu'à la Font du Pommier.

Le flanc nord vertical est affecté par un accident NE-SW, la faille de Saint-Amand-Arfuyen (pl. 16) qui met au contact le Berriasien abaissé du compartiment nord-ouest, tantôt avec le Kimméridgien, tantôt avec le Tithonique du massif. Le rejet est de l'ordre de 100 m. Cette faille n'affectant pas le "Burdigalien" et l'"Helvétien" sous lesquels elle disparaît vers le NE, peut-être considérée avec certitude comme ante miocène.

Dans sa moitié nord, vers la cote 507 m, le cœur de l'anticlinal est affecté par un petit repli synclinal étroit qui se marque bien dans la topographie en dessinant une gouttière en relief de calcaires tithoniques (pl. 11, coupe 12). Vers le SW, deux petites failles transversales effondrent un panneau tithonique du flanc nord (pl. 16).

Le tithonique du flanc sud-est (photo 27), à pendages beaucoup plus



Photo 27 Le flanc sud-est de l'anticlinal d'Arfuyen.

doux (40 à 70°) et généralement réguliers, montre une série assez complexe d'ondulations en genoux au N du col du Chaîne (pl. 11, coupe 10). Dans la région du Cirque de Saint-Amand, le Berriasien de ce même flanc est affecté par plusieurs accidents transversaux à faibles rejets (pl. 16 et 17).

Entre le Cirque de Saint-Amand et le col du Chaîne, le Berriasien fortement plissé dessine trois synclinaux pincés à cœurs valanginiens de direction E-NE - W-SW. Le synclinal le plus septentrional est recoupé en son centre par un pointement étroit de Trias. Le Valanginien montre une zone de broyage importante au contact du Trias ce qui conduit à penser que la mise en place de ce dernier s'est effectuée postérieurement aux plissements qui affectent le Crétacé inférieur de cette zone. Nous verrons plus loin (cf. p. 184) l'intérêt que présente ce pointement triasique.

Depuis le Cirque de Saint-Amand jusqu'au col du Chaîne, les assises crétacées du flanc sud-est de l'Arfuyen s'envoient sous l'Oligocène discordant ; au col du Chaîne même, le contact Oligocène-Berriasien est parfaitement rectiligne mais il paraît toutefois de nature stratigraphique car aucun accident n'est visible en surface. Plus au SE, la série oligocène, faiblement plissée, est recouverte en discordance par le "Burdigalien" monoclinale, qui montre des pendages de 30 à 40° vers le NE.

Partout ailleurs, le massif de l'Arfuyen s'envoie sous le Miocène, mais l'étude de la répartition des affleurements de ce dernier met en

évidence les faits suivants :

1) Si la faille de Saint-Amand-Arfuyen n'affecte pas les terrains miocènes, on observe toutefois qu'à son voisinage le "Burdigalien", bien développé plus au N, diminue d'épaisseur et se termine en biseau. Sur tout le pourtour du périclinal de l'Arfuyen, c'est alors l'"Helvétien" qui repose directement, par l'intermédiaire d'une surface ferrugineuse, sur le Tithonique.

2) Sur le flanc sud-est, bien qu'aucun accident ne soit visible en surface, le contact "Burdigalien"-Tithonique est parfaitement rectiligne et se place dans le prolongement du contact Oligocène-Berriasien, également rectiligne dont nous avons parlé précédemment. Ici encore le "Burdigalien", largement affleurant plus au S, se termine en biseau ; plus au NE, c'est l'"Helvétien" qui repose directement sur le Tithonique.

Cet alignement et la terminaison en biseau du "Burdigalien" conduisent à admettre l'existence, le long du flanc sud-est de l'Arfuyen, d'un accident ante-miocène et ante-oligocène, de direction NE-SW et à regard sud-est, que nous avons dénommé accident d'Entrechaux-Beaumes. Si, comme nous le verrons plus loin (cf. p. 167), c'est l'existence de la faille de Saint-Amand-Arfuyen qui permet d'expliquer la disposition particulière du "Burdigalien" sur le flanc nord-ouest de l'Arfuyen, il est, alors, logique d'admettre un accident du même type sur le flanc sud-est, en raison de l'analogie étroite existant entre les affleurements burdigaliens des deux flancs (fig. XI).

Bien que l'accident d'Entrechaux-Beaumes ne puisse pas être matérialisé d'une façon continue sur le terrain, sa réalité et son importance nous paraissent certaines car il se place dans le prolongement d'accidents visibles auxquels il sert de trait d'union. Ce sont :

1) en dehors de notre zone d'étude, la faille ante-miocène qui, à l'E d'Entrechaux, borde la terminaison occidentale des montagnes de Bluye et du Rissas. Ces dernières forment un vaste plateau de calcaires urgoniens, qui domine vers le NW la plaine miocène d'Entrechaux. La deuxième édition de la carte géologique à 1/80 000 de Buis-les-Baronnies fait mention d'une faille très rectiligne de direction NE - SW au contact du Crétacé et du Miocène, cependant, J.C. Fahy, géologue de la S.N.P.A., groupe Drôme, qui étudie actuellement la région du Mont Ventoux, a pu montrer que, si aucun accident post-miocène n'était observable puisque l'"Helvétien" vient normalement au contact des calcaires urgoniens par l'intermédiaire d'une surface ferrugineuse, la falaise rectiligne qui borde le plateau urgonien résulte d'un accident ante-miocène important.

La présence de nombreux affleurements isolés de calcaires tithoniques ou berriasiens au milieu de la plaine miocène, tel le rocher d'Entrechaux, et la position du Miocène nettement en contrebas des calcaires urgoniens permettent de penser que la structure géologique actuelle de cette zone résulte de l'action de deux phases orogéniques ante-miocène successives :

- Au cours d'une première phase, que l'on peut rapporter à la phase

pyrénéo-provençale (entre l'Eocène et l'Oligocène) en raison de son importance dans le massif de Suzette et dans les régions voisines, l'accident ci-dessus effondre le plateau urgonien du Rissas et de Bluye par rapport au Tithonique-Berriasien de la région d'Entrechaux.

- Au cours d'une deuxième phase, que l'on peut rapporter à la première phase alpine (entre l'Oligocène et le "Burdigalien") un rejeu de l'accident en sens inverse du précédent conduit à l'existence d'un paléorelief de calcaire urgonien au moment du dépôt du Miocène.

2) Les études sismiques effectuées par la S. N. P. A. groupe Drôme dans les plaines miocènes et quaternaires qui s'étendent au SW du massif de Suzette ont mis en évidence, au SE de Beaumes de Venise, une zone perturbée dont la seule explication logique est la présence d'un accident important de direction NE-SW ante-miocène ; en effet, les assises miocènes qui donnent de bons "marqueurs" sur les profils sismiques ne sont pas affectées. Il faut signaler que la terminaison nord-est de cet accident se superpose parfaitement avec une petite faille NE-SW qui affecte en surface le Miocène du ravin de la Salette. Comme nous le verrons ultérieurement (cf. p. 183) de tels rejeux locaux, au cours des phases alpines, des grands accidents pyrénéo-provençaux sont extrêmement fréquents dans le massif de Suzette.

Les faits énoncés ci-dessus nous conduisent à penser que nous sommes en présence d'un seul et même accident qui, comme nous le verrons ultérieurement (cf. p. 185), constitue un des traits majeurs de la tectonique tant du massif de Suzette que des régions voisines. Il nous paraît donc utile de signaler, dès maintenant, qu'entre Lafare et Suzette le contact anormal entre le Trias et l'Oxfordien est parfaitement rectiligne (cf. p. 126) et se superpose parfaitement à l'accident d'Entrechaux-Beaumes, qui comme nous le verrons plus loin joue un rôle primordial dans la mise en place du Trias (cf. p. 181).

Conclusions

La discordance observable entre l'Oligocène peu plissé du col du Chaîne et les plis accentués qui affectent le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur met en évidence le rôle important de la phase pyrénéo-provençale. C'est au cours de cette phase que se place l'apparition de l'accident d'Entrechaux-Beaumes et de la faille de Saint-Amand-Arfuyen ; pour cette dernière nous verrons, en effet, plus loin (cf. p. 122) que son équivalent dans les Dentelles de Gigondas, le chevauchement du SW de la Pause, disparaît sous l'Oligocène de Montmirail.

La discordance du "Burdigalien" sur l'Oligocène, le biseautage des assises burdigaliennes au voisinage des grands accidents ci-dessus montrent qu'au cours de la première phase alpine se place un rejeu non négligeable de la structure de l'Arfuyen.

Enfin les pendages de 30 à 40°, que l'on peut observer dans le "Burdigalien" de part et d'autre de l'Arfuyen, démontrent l'existence d'une deuxième phase alpine, post miocène, plus atténuée.

II. - MASSIF DE SAINT-AMAND

Il correspond à une zone comprise entre la Font du Pommier à l'E et Châteauneuf Redortier à l'W. La région du Cron et des Grioux située au N de la grande flexure de la troisième Dentelle sera traitée dans ce paragraphe.

1) Le Cron et les Grioux (photo 28)

Au N de la grande flexure de la troisième Dentelle, affleure l'amorce d'une quatrième Dentelle jurassique-berriasienne qui, masquée à l'E par le recouvrement transgressif du "Burdigalien", bute à l'W contre la faille de bordure du Cénomanién (cf. p. 106).

Cette quatrième Dentelle correspond à un anticlinal jurassico-berriasien très étroit et faillé dont les traits structuraux marquants sont :

a) Un accident longitudinal bordier nord de direction EW à NE-SW, qui, parallèle à la Dentelle à l'E, la recoupe à l'W en la réduisant à deux lambeaux verticaux et écrasés de Berriasien inférieur *.



Photo 28. Les Grioux (a) et le Cron (b), le Cénomanién (c) et le monoclinale burdigalien de Crestet (d)

* C'est dans cette région que le Berriasien est représenté par un faciès un peu différent de celui du reste du massif de Suzette : calcaires à Miliolidae et Algues et calcaires à chailles (cf. chapitre IV p. 37).

Cette faille, à compartiment nord abaissé, met en contact le Tithonique Berriasien du Cron et des Grioux et le Cénomaniens du plateau du S de Vaison ; un lambeau de Gargasien affleure à l'W entre le Cénomaniens vertical et l'accident. Au N du Cron, un petit lambeau synclinal d'Oligocène, qui repose en discordance sur le Cénomaniens, est lui aussi affecté par la faille ; il en est de même pour le "Burdigalien" dont la barre inférieure subit un décrochement vertical de 60 m environ.

b) Au S de la quatrième Dentelle, un accident longitudinal bordier, de direction EW et à compartiment sud abaissé, qui rejoint l'accident précédent à l'W des Grioux.

Cette faille met en contact le Tithonique-Berriasien de la quatrième Dentelle et le Crétacé inférieur qui borde au N la grande flexure de la troisième Dentelle ; il s'agit d'un synclinal à cœur barrémien à l'W et hauterivien à l'E vers la Font du Pommier.

c) Des décrochements transversaux, dont seul celui situé entre les Grioux et le Cron a quelque importance en individualisant deux compartiments dans la quatrième Dentelle. Le premier, à l'E, correspond à l'anticlinal en "caisson" du Cron (pl. 11, coupe 10) dont le flanc nord est vertical et dont seule l'amorce du flanc sud est visible par suite de l'accident bordier sud, le second, à l'W, aux Grioux où seul subsiste le flanc sud berriasien qui est déversé vers le N (pl. 11, coupe 9).

2) Massif de Saint-Amand sensu stricto.

Il correspond au prolongement de l'anticlinal de l'Arfuyen mais présente une structure plus complexe que ce dernier. Il s'agit d'un anticlinal, déversé au N sur l'avant pays crétacé (plateau du S de Vaison), dont le flanc sud normal est compliqué par la proximité du Trias.

C'est à partir de cette région que s'individualise la grande flexure jurassico-berriasienne de la troisième Dentelle (cf. p. 108) séparant le massif de Gigondas du Pays de Vaison ; cette flexure est la prolongation vers le SW du flanc nord de l'Arfuyen. Entre la Font du Pommier et le ravin de la Grande Montagne, cette flexure correspond au flanc nord du massif de Saint-Amand et plus à l'W elle s'identifie à la troisième Dentelle de Gigondas (cf. p. 118).

Notons, dès maintenant, que le flanc nord du massif de Saint-Amand correspond à un anticlinal jurassico-berriasien pincé, dont le flanc nord, plongeant de 45° vers le S, est déversé sur le pays de Vaison depuis la Font du Pommier jusqu'au Passage des Loups (pl. 17) ; depuis ce lieu jusqu'au ravin de la Grande Montagne, les assises de ce flanc deviennent verticales mais sont en grande partie masquées par les éboulis.

Une faille transversale W-NW-E-SE, qui passe dans le petit col situé immédiatement à l'E de la Crête de Saint-Amand, divise le massif de Saint-Amand en deux unités :

- A l'E, depuis la Font du Pommier jusqu'au Passage des Loups le

flanc nord du massif correspond à un anticlinal étroit, déversé vers le N, dont le cœur kimméridgien est compliqué par des petits replis synclinaux. L'axe de ce pli est orienté EW et seule l'amorce de son flanc sud est visible par suite du passage de la continuation de la faille de Saint-Amand-Arfuyen qui, plus à l'E, accidentait longitudinalement le flanc nord de l'Arfuyen. Au sud de cet accident le massif de Saint-Amand correspond à une voûte anticlinale très douce (pendages $\leq 10^\circ$) dont le flanc sud disparaît sous l'Oligocène discordant (pl. 11, coupes 9, 9 bis, 10).

- A l'W, le massif de Saint-Amand correspond à un anticlinal coffré, de direction NE-SW, dont le flanc nord est vertical et dont le flanc sud complexe est compliqué par le passage de la faille de Saint-Amand-Arfuyen (pl. 11, coupes 7, 8, 9). Cet anticlinal est érodé jusque dans l'Argovien mais toute la partie sommitale de la voûte est constituée par les calcaires jurassiques qui forment la Crête de Saint-Amand, point culminant du massif de Suzette. Ces calcaires sont affectés par un très léger repli synclinal axial (pl. 11, coupe 7), de direction NE-SW, qui peut être considéré comme l'amorce des plis des Dentelles de Gigondas, situées plus au SW. Sur le flanc nord du repli synclinal, les calcaires jurassiques sont affectés par de nombreux accidents transversaux qui les décrochent en une série de touches de piano.

Au S, la Crête de Saint-Amand est bordée par la faille de Saint-Amand-Arfuyen qui met en contact le Jurassique supérieur de l'anticlinal avec le Néocomien et le "Burdigalien" de son flanc sud. Le rejet de cet accident, très faible à l'E dans la région de la Pont du Pommier, s'accentue vers l'W par suite d'un rejeu post miocène (cf. p. 115). Au S de cette faille, du fait de la proximité du Trias, le flanc sud du massif de Saint-Amand a été relevé et disloqué en plusieurs compartiments dont les plus effondrés montrent encore, à la Fontaine du Buis et à Saint-Martin au N de Suzette, leur couverture néocomienne. Au Cirque de Saint-Amand, ce flanc sud est représenté par un panneau de Berriasien plongeant très faiblement de quelques degrés vers le S-SE (pl. 11, coupe 9) ; plus à l'W, des failles transversales le divisent en une série de panneaux irréguliers, plus ou moins basculés et froissés (pl. 11, coupe 8). Ces accidents sont ante-miocène car ils n'affectent pas le "Burdigalien" du N de Suzette.

Le flanc sud du massif se raccorde, vers l'W, au synclinal crétacé de Cassan (cf. p. 121) par l'intermédiaire du petit témoin de Valanginien qui affleure en fenêtre sous la masse des "Terres noires" accompagnant l'avancée triasique du N de Suzette (cf. chapitre XII, p. 126). Notons, dès maintenant, l'âge ante-miocène de cette "bavure" liée au Trias, puisqu'elle disparaît sous le "Burdigalien" du N de Suzette (cf. p. 126).

Au Cirque de Saint-Amand, le flanc sud du massif de Saint-Amand est recouvert en discordance par l'Oligocène, qui débute par des niveaux bréchiques très importants (cf. p. 77). Nous verrons plus loin (cf. p. 159) que ces brèches, résultant de l'existence d'un massif élevé ante-oligocène à l'emplacement actuel du massif de Saint-Amand, constituent un des facteurs qui permettent de démontrer l'importance de la phase pyrénéo-provençale

dans l'orogénèse du massif de Suzette.

Plus à l'W, le contact Tithonique-Berriasien-Oligocène est faillé ; cet accident, la faille du ravin de Suzette, est de direction EW, son compartiment sud est abaissé et le rejet est inconnu. L'âge ante-miocène de cet accident est certain, puisque le "Burdigalien" du N de Suzette n'est pas affecté.

Le Miocène dans le massif de Saint-Amand n'affleure qu'en deux points :

- Sur le sommet de la crête où un lambeau de molasse à *Pecten* repose sur le Tithonique au cœur du petit repli synclinal axial (pl. 11, coupe 7).
- Dans le compartiment sud de la faille de Saint-Amand-Arfuyen, où la molasse est transgressive à la fois sur le Crétacé inférieur du flanc sud de Saint-Amand, sur l'Oligocène de Font du Buis, sur le Trias de Suzette et sur l'Oxfordien-Argovien du cœur de l'anticlinal de St-Amand.

Le décrochement entre ces deux affleurements est de l'ordre de 100 m. Il nous paraît utile de préciser ici les différents effets de la faille de Saint-Amand-Arfuyen au cours des rejeux successifs. Nous savons, en effet, que si un âge ante-miocène peut être attribué à cet accident dans la région de l'Arfuyen, le décrochement ci-dessus indique, dans le massif de Saint-Amand, un rejeu post-miocène. Il ressort, par ailleurs, de l'examen de la planche 11, que si dans les coupes 7, 8 et 9, la faille abaisse le compartiment sud, dans la coupe 9 bis il n'y a pas de rejet et que dans les coupes 10 et 11 c'est par contre le compartiment nord qui est abaissé. On peut donc penser que la région du Passage des Loups, où se situe la coupe 9 bis, constitue une zone pivot et que, même à l'époque ante-miocène, la faille de Saint-Amand-Arfuyen a abaissé le compartiment nord de la zone orientale et le compartiment sud de la zone occidentale. Cette hypothèse nous paraît la plus vraisemblable car si on fait, arbitrairement, abstraction du rejeu post-miocène, c'est-à-dire, si on ramène à une même cote les deux affleurements du "Burdigalien" de Saint-Amand, on constate que le compartiment sud reste abaissé et met alors au contact le Valanginien avec le Tithonique du flanc nord.

Il faut signaler que pour A.F. de Lapparent* l'affleurement de "Burdigalien" du flanc sud de Saint-Amand correspond à un paquet éboulé. Il est bien évident que dans le détail, la masse burdigalienne est très fractionnée et que certains blocs, pris individuellement, sont glissés ; d'ailleurs les plus importants ont été cartographiés en éboulis. Il semble, cependant, incorrect de considérer l'ensemble comme non en place. Le "Burdigalien" s'arrête net contre la faille de Saint-Amand-Arfuyen, alors que dans le cas d'une masse éboulée, des blocs de molasse devraient se rencontrer sur la pente même de Saint-Amand, entre la faille et le sommet, mélangés aux

* cf. A.F. de Lapparent (29) p. 11.

blocs de Jurassique supérieur calcaire. De plus, l'affleurement burdigalien présente une forme structurale assez nette avec un faible pendage vers le SE. Enfin, à l'W de Saint-Amand, où se développe un vaste cône d'éboulis jurassiques, les blocs de "Burdigalien" sont pratiquement inexistants. C'est d'ailleurs, uniquement dans cette zone d'éboulis sub-actuels que la faille de Saint-Amand-Arfuyen n'est pas visible ; elle réapparaît à l'W, dès la fin du cône d'éboulis.

L'ensemble du "Burdigalien" doit être considéré comme in situ, en admettant des glissements secondaires pour chaque bloc pris individuellement. L'existence de cet affleurement burdigalien est très important car il démontre, qu'au moment du dépôt du Miocène, l'érosion atteignait non seulement les marnes oxfordiennes mais aussi le Trias.

Conclusions sur la tectonique du massif de Saint-Amand

Ce massif constitue le prolongement occidental de l'anticlinal de l'Arfuyen. Sa plus grande complexité est due à la proximité du Trias.

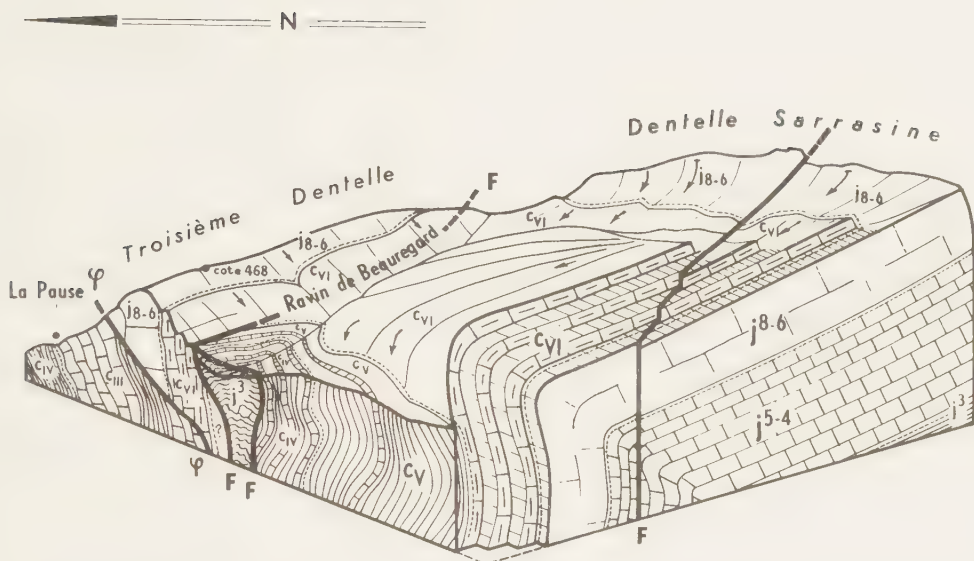
La phase pyrénéo-provençale, ante-miocène, se traduit par la discordance de l'Oligocène sur le Berriasien du flanc sud du massif de Saint-Amand. La présence de niveaux bréchiques importants à la base de l'Oligocène du Cirque de Saint-Amand, qui démontre l'existence d'un massif élevé, dès cette époque, sur l'emplacement actuel de Saint-Amand (cf. p. 159), souligne l'importance de cette phase orogénique. Comme pour le massif de l'Arfuyen, il est logique de penser que la première manifestation de la faille de Saint-Amand-Arfuyen résulte de la même phase tectonique.

La première phase alpine, ante-burdigalienne, se traduit par la discordance du "Burdigalien" sur l'Oligocène du N de Suzette et par la faille ante-miocène du ravin de Suzette.

La présence d'un lambeau horizontal de molasse à pecten, discordant sur le petit synclinal jurassique de la Crête de Saint-Amand point culminant du massif de Suzette, montre que la transgression du "Burdigalien" a dû s'étendre sur l'ensemble du massif et que celui-ci était déjà plissé. De même la nature transgressive du "Burdigalien" sur les marnes oxfordiennes, mais aussi sur le Trias, ce qui indique une érosion ante-miocène intense, démontre, non seulement, l'intensité des phases tectoniques ante-miocènes, mais aussi que le Trias s'était mis en place avant le dépôt du Miocène.

La seule étude du massif de Saint-Amand ne permet pas de déterminer l'importance relative soit de la phase pyrénéo-provençale, soit de la première phase alpine, seule l'étude du Trias et de ses rapports avec les terrains encaissants permettra de lever cette indétermination (cf. p. 124). C'est pourquoi les conséquences des faits énoncés ci-dessus ne seront exposées qu'ultérieurement (cf. p. 180, 182 et 183).

La seconde phase alpine se traduit par le jeu de la faille de Saint-Amand-Arfuyen et par la faille bordière du N du Cron.



BLOC STEREOGRAMME DU CHEVAUCHEMENT DE LA TROISIEME DENTELLE ET DE LA TERMINAISON OCCIDENTALE EN GENOU DE LA DENTELLE SARRASINE (DEUXIEME)

LEGENDE

Barremien	CIII	Rauracien	Kimméridgien	j ⁵⁻⁴	
Hauterivien	CIV	Argovien		j ³	
Valanginien	CV	Faïlle		F	
Berriasien	CVI	Chevauchement		φ	
Tithonique	j8-6	Limite d'étage			

FIG III

III. - DENTELLES DE GIGONDAS

Elles correspondent à la zone la plus complexe du massif de Gigondas et nous décrirons successivement :

- La troisième Dentelle ou la Grande Montagne* -Les Trois Yeux.
- La deuxième Dentelle ou Dentelle Sarrasine.
- La première Dentelle ou le grand Montmirail-la Salle.

1) Troisième Dentelle : la Grande Montagne-les Trois Yeux.

Suite du flanc nord du massif de Saint-Amand, elle se poursuit sans interruption depuis le ravin de la Grande-Montagne jusqu'à l'W de la Pause, suivant une direction NE-SW. Elle correspond au flanc nord, plus ou moins déversé et même localement chevauchant sur l'avant pays crétacé de Vaison, d'un anticlinal jurassique étroit, limité au S par un grand accident NE-SW à compartiment sud-est abaissé, la faille de Beauregard. Cette dernière est une des prolongations de la faille de Saint-Amand-Arfuyen. Le flanc nord de l'anticlinal ci-dessus forme ce que nous avons appelé la grande flexure de la troisième Dentelle (cf. p. 108).

Ce flanc nord, formé de calcaires tithoniques et berriasiens, est vertical au ravin de la Grande Montagne puis, lorsqu'on se dirige vers le SW, se déverse rapidement au N sur le Crétacé. Ce secteur correspond à la Grande Montagne-les Trois Yeux (pl. 11, coupes 3, 4, 5 et 6). Encore plus au SW, le déversement s'accroît jusqu'à former un véritable chevauchement par faille depuis les Florêts jusqu'au SW de la Pause (fig. III et pl. 11, coupes 1 et 2) ; le Tithonique et le Berriasien sont alors broyés sur plus de 10 m d'épaisseur. Dans cette zone le chevauchement est recoupé par une digitation du Trias.

L'accident chevauchant disparaît sous l'Oligocène à la hauteur de la terminaison de la masse triasique principale. L'antériorité de cet accident à l'Oligocène est donc certaine, ce qui montre l'importance de la phase pyrénéo-provençale.

Le cœur kimméridgien de l'anticlinal est bien visible dans la Grande Montagne, notamment à l'E, où le déversement est encore faible (pl. 11, coupe 6) ; vers l'W à l'extrémité occidentale de la Grande Montagne, toute la structure se déverse, les pendages ne sont plus que de quelques degrés vers le SE et le Berriasien apparaît en fenêtre sous le Tithonique (pl. 11, coupe 5).

Au S de la ferme du Pourra, un accident longitudinal NE-SW à compartiment nord-ouest abaissé, sépare le flanc nord du cœur Kimméridgien-tithonique

* La carte à 1/50 000 emploie le terme Grande Montagne pour désigner deux collines parallèles situées entre la tuilerie de l'Encieux et Châteauneuf-Redortier ; dans le texte ce nom ne sera employé que pour la plus méridionale.

vertical de l'anticlinal ; ceci montre en quelque sorte la forme simplement étroite et pincée de la structure en profondeur (pl. 11, coupes 3 et 4 et pl. 9., coupe II).

Au Cayron, la structure est compliquée, par un repli synclinal berriasien, perché, en fond de bateau avec deux rides anticlinales très pincées de chaque côté (pl. 11, coupe 2).

A l'E de la Pause par suite de l'accident chevauchant, seul le flanc normal sud subsiste et traduit lui aussi un déversement sur le Crétacé (fig. III).

Le flanc normal sud est bien visible dans le Kimméridgien le long de l'accident bordier sud, la faille de Beauregard ; au sud de la Grande Montagne le flanc sud est souligné par une lame de Tithonique verticale qui n'apparaît que localement contre la faille de Beauregard. Plus au NE, au ravin de la Grande Montagne une barre laminée et écrasée de Tithonique et de Kimméridgien traduit un léger repli dans la zone axiale de la structure anticlinale ; on peut même observer localement un laminage de tout le Kimméridgien du flanc nord de telle sorte que c'est l'Argovien qui est directement au contact du Tithonique.

Quelques décrochements transversaux, sans grande importance, affectent la troisième Dentelle entre la Grande Montagne et les Trois Yeux. Seul celui situé à l'E des Florêts mérite d'être noté puisqu'il est postérieur aux accidents longitudinaux qu'il recoupe et qu'il se raccorde au grand accident NS du flanc est de l'anticlinal de Séguret, la faille de Cheval Long-Mars.

Dans le Crétacé inférieur, la grande flexure de la troisième Dentelle s'atténue rapidement lorsqu'on se dirige vers le N. En effet, les pendages observables dans la série néocomienne écrasée et laminée, d'abord déversés, sont verticaux plus au N. Cette série redressée forme le flanc sud de la gouttière synclinale dissymétrique au cœur de laquelle affleure le Gargasien de la Romane et de la Machotte (cf. p. 106).

A Gigondas, un petit lambeau d'Oligocène repose sur le Néocomien en nette discordance (pl. 9, coupe I), la direction des couches oligocènes faisant un angle de 45° avec celles des assises crétacées. De part et d'autre de Gigondas, le "Burdigalien" est redressé à la verticale, la direction des bancs de molasse fait aussi un angle de 45° avec celles des assises secondaires.

2) Deuxième Dentelle ou Dentelle Sarrasine.

Elle est séparée de la troisième Dentelle par un synclinal de marnes valanginiennes de direction NE-SW, assez étroit et dissymétrique, qui se suit du Fenouillet à Beauregard.

La Dentelle Sarrasine, qui constitue la plus élevée mais la moins étendue des Dentelles de Gigondas, correspond à un anticlinal jurassique faillé sur son flanc sud. Le cœur de ce pli, largement ouvert vers le SW jusqu'à

l'Oxfordien, se pince en direction du NE pour ne plus montrer que le Kimméridgien. Le Tithonique vertical de son flanc nord constitue la Dentelle Sarrasine proprement dite.

Cette seconde Dentelle prend naissance brutalement au ravin du Fenouillet contre un accident N-NE - S-SW qui se détache de la faille de Beauregard à l'W de Chateauneuf-Redortier et que nous avons appelé faille du Fenouillet. Cet accident, qui détermine un abaissement de compartiment oriental par rapport au compartiment occidental, se poursuit dans la première Dentelle.

A son extrémité nord, contre la faille de Fenouillet elle-même, la deuxième Dentelle dessine une voûte anticlinale étroite, à cœur Kimméridgien et enveloppe tithonique et berriasienne bien apparente sur la planche 18 hors texte.

Plus au SW, et jusqu'au col d'Alsau, le flanc sud est supprimé par un accident E-NE - W-SW, la faille d'Alsau, à compartiment sud abaissé. qui se détache de la faille du Fenouillet (pl. 11, coupes 2 et 3). Dans cette zone, le flanc nord et le cœur de la structure sont affectés par une série de petites failles transversales de faible rejet ; seul le plus oriental de ces accidents à quelque importance : d'un rejet de l'ordre de 50 m au maximum, il met en contact le Berriasien du flanc sud et le Kimméridgien du cœur de l'anticlinal.

A l'W du col d'Alsau, seul subsiste le flanc nord, qui plonge faiblement vers le N-NE, puis la Dentelle Sarrasine se raccorde, au SE de la Pause, à la troisième Dentelle par un genou bien marqué et compliqué par un accident secondaire mettant en contact l'Argovien et le Néocomien sur le chemin du col d'Alsau à Gigondas (fig. III). A l'W de ce chemin, le dernier témoin de la deuxième Dentelle affleure à la cote 445. Il constitue une butte presque horizontale, mais très disloquée, de calcaires tithoniques, supportant vers le N un lambeau de Berriasien.

Plus au S, l'anticlinal pincé, à cœur kimméridgien, de la deuxième Dentelle s'ouvre et s'élargit brusquement ; il correspond alors à une vaste dépression de marnes oxfordiennes qui dessinent une voûte anticlinale peu accentuée (pl. 11, coupes 1 et 2). Dans le détail, les assises marneuses sont extrêmement plissotées car elles sont traversées par la digitation du Trias qui recoupe, plus au N l'accident chevauchant de la troisième Dentelle ; cette digitation semble passer sous la butte de Kimméridgien - Tithonique, broyée et fracturée de la cote 397, puis se raccorder à la masse principale du Trias au S de Dardel.

Un peu plus au S, se situe une autre butte de Kimméridgien à chapeau de Tithonique donnant la cote 408 ; dans cet affleurement très plissoté et laminé le calcaire est transformé en calcite pure.

L'étude des marnes oxfordiennes fait apparaître des plissements intenses, difficiles à suivre en l'absence d'horizons repères, qui sont disharmoniques par rapport aux lambeaux de calcaires sus-jacents. C'est

uniquement au N de Dardel, entre les deux affleurements de Trias, que des synclinaux et des anticlinaux très étroits peuvent être mis en évidence, grâce à la présence des bancs de calcaires marneux de l'Argovien.

3) Première Dentelle : le Grand Montmirail-la Salle.

La première Dentelle est séparée de la Dentelle Sarrasine par une dépression crétacée NE-SW, qui correspond au synclinal de Cassan. Ce synclinal est assez plat à l'E et se pince de plus en plus vers l'W avant de venir buter contre la faille d'Alsau. Ce rétrécissement est le résultat d'un relèvement axial en direction de l'W : alors qu'à Cassan le Valanginien et l'Hauterivien occupent le cœur du pli, seul le Berriasien et un étroit témoin de Valanginien y sont conservés à l'W (pl. 11, coupes 1 à 5).

La première Dentelle est aussi la plus fragmentée des Dentelles de Gigondas ; une série d'accidents transversaux la compartimente en plusieurs panneaux, qui sont le Grand Montmirail, la Salle, le panneau de la chapelle St -Christophe et le panneau de la cote 440 (pl. 18). Dans son ensemble, elle correspond au flanc nord formé de calcaires tithoniques et berriasien, d'un anticlinal dont l'axe NE-SW est situé plus au SE dans les marnes oxfordiennes (pl. 11, coupes 3 à 5). Elle débute à la cote 440, au S de Châteauneuf-Redortier où elle est limitée au S par un accident sinueux, la faille de la Blache, grossièrement EW, dont le compartiment ouest est abaissé. Cette faille est nettement inclinée vers l'E et détermine un chevauchement du compartiment est, constitué de marnes oxfordiennes sur le compartiment ouest qui correspond au panneau de la cote 440.

Un accident transversal W-SW - E-NE, à compartiment sud abaissé, qui débute au ravin de Fenouillet, et qui rejoint la faille de la Blache plus à l'E, décroche considérablement le panneau de la cote 440 par rapport à celui de la chapelle Saint-Christophe ; ce décrochement affecte aussi le synclinal néocomien de Cassan.

Ce panneau de la cote 440, à pendages nord très raides, est limité à l'W par un petit accident NS, dont le compartiment ouest est abaissé, qui s'amortit au N dans l'Hauterivien sans atteindre la faille de Fenouillet.

Le panneau de la chapelle Saint-Christophe est affecté par deux failles transversales NW-SE ; sur la plus occidentale, dont le compartiment sud-ouest est abaissé, vient buter la faille de la Blache qui ne dépasse pas cette zone vers le SW (pl. 19).

Plus au SW la première Dentelle se poursuit par la Salle ; elle correspond à une barre verticale de calcaires tithoniques qui est affectée par une série de failles transversales. Les deux principales prolongent la faille du Fenouillet ; la plus occidentale, située entre la Salle et le Grand Montmirail, est nettement inclinée vers l'E et détermine un léger chevauchement du compartiment est sur le compartiment ouest abaissé.

Au delà de cette faille, la barre tithonique verticale se poursuit dans

le Grand Montmirail puis vient buter sur la faille d'Alsau. Cette dernière se poursuit vers l'W jusqu'au Trias et est affectée par plusieurs décrochements à la faveur desquels les petites buttes de Jurassique supérieur calcaire de la tour de Montmirail ont été conservées.

Au S du Grand Montmirail, le massif de la Souira correspond à un grand plateau kimméridgien très plat qui s'étend jusqu'au Trias. Ce plateau représente la couverture calcaire, relevée par le Trias très proche, de l'anticlinal oxfordien situé plus au NE (pl. 11, coupe 2).

En effet, la première Dentelle est bordée vers le S par les marnes noires oxfordiennes qui forment une bande continue d'affleurement jusqu'à l'W de Suzette. Ces marnes, qui sont en contact avec le Trias au SE, sont extrêmement plissotées mais l'étude des niveaux fossilifères (ammonites) permet toutefois de mettre en évidence un axe anticlinal E-NE - W-SW situé à égale distance du Tithonique et du Trias. L'Oxfordien inférieur qui constitue cet axe est bordé de chaque côté par les termes moyens et supérieurs du même étage. Vers le NE, cet axe est recoupé par le Trias entre Lafare et Suzette.

Conclusions sur la tectonique des Dentelles de Gigondas

Les Dentelles de Gigondas sont la suite très plissée et très fracturée des massifs de Saint-Amand-Arfuyen. En effet, la troisième Dentelle constitue une unité structurale indistinguishable de celle du flanc nord du massif de Saint-Amand. De même il semble que le repli synclinal axial de la crête de Saint-Amand, ainsi que le petit synclinal néocomien du flanc sud du massif de Saint-Amand puissent être considérés soit comme l'amorce, soit comme la continuation des synclinaux de Beauregard et de Cassan ainsi que de la deuxième Dentelle. Par contre, il n'est pas possible de trouver un équivalent oriental de la première Dentelle mais il semble que cela soit surtout dû à l'avancée triasique du N de Suzette qui a bouleversé assez profondément le flanc sud de Saint-Amand.

Les faits les plus marquants qu'il convient de retenir de l'étude de ces Dentelles sont :

- Le fort déversement vers le N de la troisième Dentelle,
- La disparition du chevauchement de la Pause sous l'Oligocène transgressif et la discordance séparant, au S de Gigondas, l'Oligocène du Crétacé, qui mettent en évidence l'existence d'une phase de plissement ante-oligocène importante,
- La digitation de Trias recoupant le chevauchement de la Pause et le "Burdigalien" vertical de Gigondas qui témoignent de rejeux importants du diapirisme au cours des phases orogéniques alpines.

IV. - CONCLUSIONS SUR LE MASSIF DE GIGONDAS

Le massif de Gigondas apparaît comme une ride anticlinale dont la complexité croît du NE au SW et dont le trait majeur est représenté par la

grande flexure de la troisième Dentelle très fréquemment déversée sur l'avant pays crétacé de Vaison. La discordance qui sépare l'Oligocène des assises secondaires aussi bien dans la région de Gigondas que dans celle de l'Arfuyen, ainsi que l'antériorité à l'Oligocène du chevauchement de la Pause, montrent que les premiers plissements du massif de Gigondas sont ante-oligocènes et qu'ils peuvent être rapportés à la phase pyrénéo-provençale.

La complexité tectonique du massif est sans doute étroitement liée au Trias, dont nous verrons plus loin (cf. p. 180) que la première mise en place est contemporaine des plissements pyrénéo-provençaux.

Le massif de Gigondas a joué très sensiblement au cours des phases alpines comme le montrent :

- La discordance existant entre le "Burdigalien" et le substratum oligocène ou secondaire ;
- Le jeu post miocène des failles de Saint-Amand-Arfuyen et du N du Cron ;
- Les pendages importants affectant le "Burdigalien" aussi bien de Gigondas que de l'Arfuyen.

La digitation triasique du S de Gigondas qui recoupe le chevauchement ante-oligocène de la Pause permet d'affirmer, dès à présent, un jeu du diapir au cours des phases alpines.

Rappelons aussi l'existence d'un accident ante-oligocène, non apparent en surface, sur le flanc sud de l'Arfuyen, l'accident d'Entrechaux-Beaumes de Venise dont l'importance, déjà soulignée, sera mise en évidence dans le chapitre terminal.

CHAPITRE XIV

LE TRIAS ET SES AUREOLES TERTIAIRES (planches 7, 9, 10 et 11)

En raison de la grande extension du Trias et de l'intérêt de ses contacts avec les terrains tertiaires pour préciser l'âge de sa mise en place, il semble nécessaire de traiter séparément cet ensemble, quitte à paraître rompre l'unité tectonique du massif de Suzette.

La partie affleurante du Trias représente environ un quart de la surface occupée par les terrains secondaires. La forme de son affleurement ne suit apparemment aucune direction privilégiée en dehors de sa terminaison occidentale qui dessine une lame diapyrique étroite allongée du SE au NW.

Nous étudierons d'abord, d'W en E, ses contacts avec les terrains encaissants, puis les lambeaux des différents termes qui affleurent localement dans la masse triasique et enfin les résultats des petits sondages de reconnaissance effectués par la S. N. P. A. -Drôme dans la région de Lafare.

1) les contacts du Trias

Les premiers affleurements triasiques sont situés au S de Gigondas et correspondent à deux ensembles distincts :

- Au S immédiat de Gigondas, une petite bande étroite qui recoupe à l'emporte-pièce tous les terrains de l'Oxfordien au Valanginien et traverse le chevauchement du S de la Pause. Cette digitation triasique disparaît, au S sous le Tithonique de la cote 397, puis semble se raccorder à la masse triasique principale à l'E de Dardel.

- La masse principale du Trias apparaît au N de Dardel et correspond, jusqu'à la Roque Rascasse à une lame étroite en contact au SW avec l'Oligocène et au NE avec le Jurassique supérieur et plus particulièrement avec l'Oxfordien. Le contact anormal avec les marnes oxfordiennes se traduit par un recouvrement fréquent de l'Oxfordien par le Trias ; ceci est bien visible par exemple, au S de la tour de Montmirail. Plus au SE, le Trias recoupe le Kimméridgien du massif de la Souira en le mylonitisant sur plusieurs mètres.

Le contact Trias-Oligocène est vertical et anormal, les couches oligocène montrent, en effet, sur quelques mètres une zone de broyage et de torsion. Il faut noter que la partie perturbée est très étroite et que plus à l'W l'Oligocène, bien que vertical, est parfaitement régulier. Au N de Dardel, l'Oligocène déborde le Trias et vient reposer normalement en discordance



*Photo 29. Burdigalien légèrement déversé (a) au contact du Trias (b).
carrière de gypse de Beaumes de Venise.*



Photo 30. Contact Trias (a) Oxfordien (b) le long de la route Lafare - Suzette

sur le Néocomien de Gigondas.

Débutant par un conglomérat de base, le "Burdigalien" fortement penté (pendage ouest de 45 à 90°) repose sur l'Oligocène sans discordance observable. "L'Helvétien", d'abord légèrement redressé à la base, devient rapidement presque horizontal vers la vallée de l'Ouvèze, dans la région de Vacqueyras et de Violes.

Au N de Beaumes de Venise et jusqu'à la route de Lafare, la masse triasique se développe considérablement. Le contact anormal Trias-Oxfordien-Argovien se traduit par un déversement du Trias sur les "terres noires". Au S, le Trias recoupe l'Oligocène laminé et broyé et vient finalement au contact du "Burdigalien" vertical ou même légèrement déversé à la carrière de gypse du N de Beaumes de Venise (photo 29).

Dans le ravin de la Salette, le "Burdigalien" montre des pendages verticaux sur la rive ouest et des pendages de 40 à 50° sur la rive est, ce qui conduit à admettre l'existence d'une faille NE-SW post miocène non visible en surface par suite d'un faible recouvrement quaternaire du fond du ravin. Nous pensons que cet accident correspond au rejeu post-miocène de la terminaison méridionale de l'accident d'Entrechaux-Beaumes.

Le contact Trias-Oxfordien se poursuit vers le N, tout le long de la route Lafare-Suzette, suivant une ligne presque droite N-NE-S-SW ; partout le Trias repose sur les marnes noires (photo 30). A mi-chemin entre Suzette et Lafare se trouve le seul affleurement de Lias inférieur (Sinémurien) emballé et broyé dans le contact ; il s'agit comme nous l'avons déjà indiqué (cf. p. 22) d'un lambeau remonté avec le Trias lors de la mise en place de ce dernier. Il est intéressant de signaler que ce petit affleurement de Lias est situé dans la zone où le Trias recoupe l'axe anticlinal des marnes noires du S de la première Dentelle.

Plus au N, dans la région de Saint-Martin, le Trias est fortement déversé sur le substratum secondaire et entraîne avec lui une masse importante de "terres noires" qui viennent recouvrir le Crétacé du flanc sud du massif de Saint-Amand ainsi que la terminaison de la première Dentelle ce qui se traduit par la faille chevauchante de la Blache.

La disparition de ce recouvrement sous le "Burdigalien" du N de Suzette montre, dès à présent, que le Trias s'était déjà mis en place avant le dépôt du Miocène.

Sur le versant nord du massif de la Roque-Alric, le Trias est surtout en contact avec le Néocomien et plus localement avec quelques lambeaux d'Oxfordien.

Dans cette zone, le Trias vient en contact avec le Crétacé inférieur sous lequel il disparaît, ce qui est particulièrement bien visible le long de la route Lafare-La Roque-Alric. En un point, au N de ce village, le Jurassique supérieur Berriasien paraît reposer directement sur le Trias mais



Photo 31. Mylonite ou Tithonique - Berriasien au contact du Trias N de la Roque-Alric.

en est séparé par une zone de broyage très importante qui se présente sous la forme d'une masse mylonitisée et entièrement recristallisée en calcite de plus de 10 m de largeur (photo 31). Quant aux "terres noires" elles semblent intimement liées au Trias ; elles se présentent, en effet, sous la forme de lambeaux discontinus extrêmement froissés et plissotés qui, arrachés au substratum, ont été entraînés par le Trias lors de la mise en place de ce dernier (cf. pl. 13, coupes 20 et 21).

Plus à l'E, au N du Barroux, le Trias est en contact anormal avec l'Oligocène mais la zone perturbée, c'est-à-dire broyée et laminée, est peu importante et malgré l'abondance des recouvrements récents qui gênent l'observation, l'ensemble de l'Oligocène paraît reposer sur le Trias (cf. pl. 9, coupe IV). Il faut noter à Saint-Jean, au NE du Barroux, un lambeau d'Oxfordien entraîné par le Trias dans la zone de contact.

A proximité du carrefour des routes du Barroux-Malauçène et Malauçène-Bédoin, le Trias recoupe de nouveau le Crétacé inférieur en provoquant un écrasement important de la série.

En dehors de notre zone d'étude, au domaine Sainte-Baudile, le Trias se termine en pointe et repose sur un lambeau de marnes oxfordiennes sans doute remontées avec lui lors de sa mise en place.

Sur toute sa bordure nord-est, le Trias est en contact anormal avec

l'Oligocène ; partout où l'observation est possible on constate, en effet, l'existence d'une zone perturbée de quelques mètres entre les deux formations. Mais, en faisant abstraction de cette zone broyée, l'Oligocène dans son ensemble paraît moulé sur le Trias, les pendages traduisant toujours une superposition normale par discordance (pl. 9, coupe IV et pl. 11, coupe 10).

Dans cette zone le Trias montre deux digitations, au Dégoutaud et au Collet Rouge, qui dessinent sur la carte deux caps pénétrants à l'intérieur de l'Oligocène. Mais, ici encore, les pendages de l'Oligocène, divergents autour du Trias, traduisent une superposition normale par discordance, malgré l'existence d'une zone perturbée au contact des deux formations.

Dans cette région, entre Saint-Martin et la route de Malaucène, l'Oligocène se présente comme un monoclinal plongeant vers le NE. Rappelons que dans la région du col du Chaîne, plus au NW, l'Oligocène légèrement plissé repose en discordance angulaire nette sur le Berriasien du flanc sud de l'Arfuyen (cf. p. 109).

Signalons que la deuxième édition de la carte au 1/80 000 et A.F. de Lapparent* indiquent deux affleurements de Crétacé inférieur dans l'Oligocène au N de la route Le Barroux-Malaucène ; ils sont constitués par des calcaires très finement lités à silex qui peuvent rappeler le Barrémien à silex du massif du Barroux. L'examen de plaques minces montre qu'il s'agit de calcaires oligocènes lacustres (Ostracodes).

Le "Burdigalien" qui repose en discordance nette sur l'Oligocène au col du Chaîne, constitue un monoclinal plongeant régulièrement vers le NE avec des pendages de 30 à 40°. Dans l'"Helvétien" les pendages s'adoucissent rapidement jusqu'à être presque horizontaux à Malaucène (photo 32).

2) Les affleurements isolés visibles dans le Trias.

Ce sont des lambeaux de Tithonique, de Néocomien et d'Oligocène toujours très tectonisés et emballés dans le Trias. Leur localisation paraît importante car ils sont tous situés à proximité du contact rectiligne Trias-Oxfordien de la route de Suzette-Lafare ou près de la faille post-miocène du ravin de la Sallette.

D'autre part, au S de Suzette, se situe un affleurement important de marnes noires oxfordiennes à l'intérieur de la masse triasique. Ces marnes sont visibles dans le fond d'un ruisseau et plus particulièrement sur la rive droite de ce dernier. Les terrains de recouvrement récents et l'abondance des cultures gênent l'observation et il n'est pas possible d'étudier avec précision le contact Trias-Oxfordien ; de ce fait, nous ne pouvons pas en donner une interprétation absolument certaine.

* A.F. de Lapparent (28), p. 11.

Fig. n° IV

HYPOTHESE D'UNE FENETRE D'OXFORDIEN AU S.E. DE SUZETTE

ECHELLE 1 : 20 000

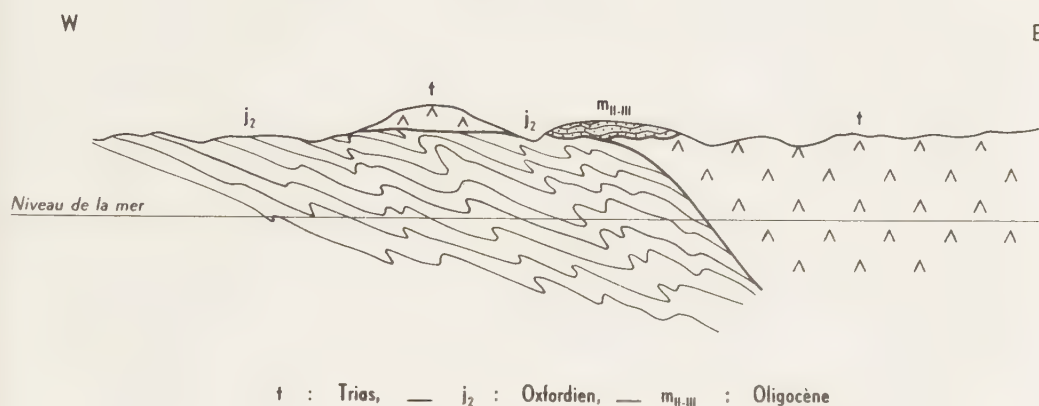


Fig. n° V

HYPOTHESE D'UN LAMBEAU D'OXFORDIEN EMBALLE DANS LE TRIAS

ECHELLE 1 : 20 000

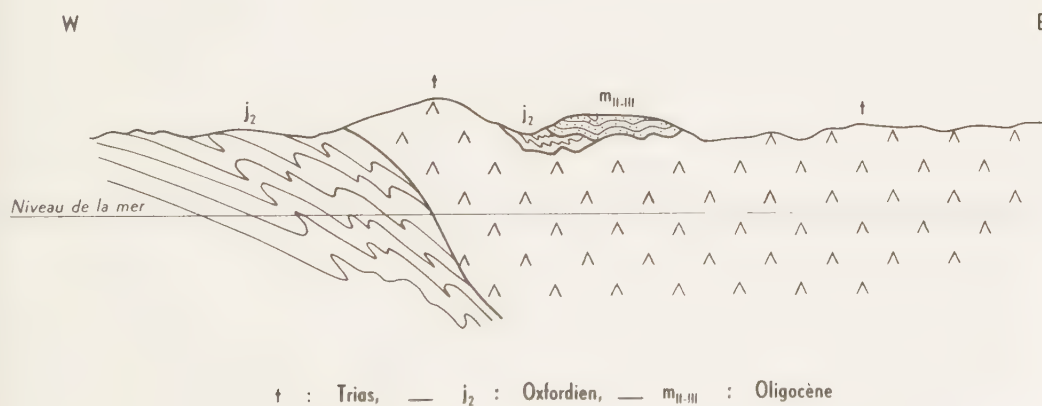




Photo 32. Monoclinal *burdigalien* du col du Chaîne (a) vu du *Berriasien* de l'Arfuyen (b).

Seules des hypothèses peuvent être formulées pour expliquer la position structurale de ces "terres noires". Nous pensons que cet affleurement correspond :

- Soit à une fenêtre d'Oxfordien, ce qui indiquerait alors que le Trias a débordé largement par-dessus le Jurassique et que son enracinement doit se placer nettement à l'E de l'affleurement considéré (fig. IV).
- Soit à un lambeau emballé dans le Trias ou entraîné par lui en "cap rock" et apparaissant en contre-bas par suite de la nature très affouillable des "terres noires" et peut-être aussi de phénomènes de dissolution souterraine du Trias salifère (fig. V).

Les marnes oxfordiennes et le Trias sont recouverts, à l'E, par un lambeau d'Oligocène dont les pendages est sont voisins de 10°.

Il existe un autre affleurement oxfordien du même type mais plus réduit à l'E de Bois-Long.

3) Les sondages de reconnaissance de Lafare

Pour étudier les possibilités d'implantation d'un forage de reconnaissance stratigraphique profond de la série jurassique (Callovien à Lias) dans la région de Lafare, la S. N. P. A. -groupe Drôme a réalisé trois petits sondages de reconnaissance dans la zone du contact Trias-Oxfordien au N immédiat de ce village.

Deux sondages ont été placés dans les "terres noires" oxfordiennes ; l'un à 250 m à l'W du contact avec le Trias, qui a traversé 447 m d'Oxfordien, l'autre à proximité du contact, qui est resté 442 m dans l'Oxfordien (fig. VI).

Un troisième sondage a été implanté dans le Trias, 200 m environ à l'E du contact ; devant les difficultés rencontrées, le forage a dû être arrêté après avoir traversé 172 m de Trias (fig. VI).

Il est regrettable que ces forages n'aient pu être poursuivis jusqu'à des profondeurs plus importantes, en particulier, celui implanté dans le Trias, car les résultats obtenus ne permettent pas de préciser le contact Trias-Oxfordien en profondeur.

S'il semble difficile d'admettre que, près de la surface tout au moins, le Trias puisse exister sous les terres noires oxfordiennes de l'W de la route Lafare-Suzette, c'est-à-dire, que le diapyr ait une extension en profondeur nettement supérieure à l'affleurement triasique de surface, il paraît vraisemblable d'envisager un enracinement du diapyr à proximité, et à l'E du contact Trias-Oxfordien visible le long de la route Lafare-Suzette (fig. VI).

Conclusions sur le Trias

L'étude du Trias et de ses rapports avec les terrains encaissants fait ressortir l'opposition existant entre ses contacts avec le Secondaire et ceux avec le Tertiaire.

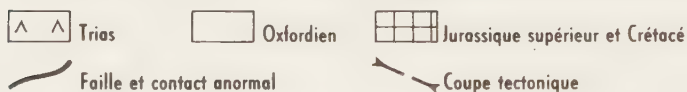
Le contact Trias-Jurassique supérieur ou Trias-Crétacé inférieur montre toujours une zone perturbée très importante qui se traduit par un broyage intense, par une dislocation et de grandes déformations des couches ; de plus le Trias est très fréquemment déversé sur l'Oxfordien. Un tel contact anormal résulte de la montée diapryrique du Trias qui a très fortement bouleversé sa couverture lors de sa mise en place.

Avec l'Oligocène, la zone perturbée est beaucoup plus réduite - quelques mètres de largeur - et la disposition structurale des affleurements du Tertiaire traduit toujours une superposition normale par discordance. Ceci semble indiquer un rejeu du Trias postérieurement au dépôt de l'Oligocène, plus qu'une mise en place du diapyr postérieure à celui-ci.

Nous avons déjà signalé (cf. p. 74) que la présence de quartz bipyramidés triasiques remaniés dans les horizons de base de l'Oligocène prouvait une première mise en place du diapyr avant le dépôt de celui-ci, c'est-à-dire, au cours de la phase orogénique pyrénéo-provençale. Nous verrons ultérieurement, au cours de l'étude paléogéographique de l'Oligocène (cf. p. 161) comment la présence de ces quartz bipyramidés, jointe à l'absence de galets triasiques dans les conglomérats de base de l'Oligocène, permet de reconstituer le mode d'affleurement du Trias avant les premiers dépôts du Tertiaire.

EMPLACEMENTS DES SONDAGES DE RECONNAISSANCE AU NORD DE LAFARE

ECHELLE 1 : 20.000



COUPE INTERPRETATIVE DU CONTACT TRIAS-OXFORDIEN

ECHELLE 1 : 20 000

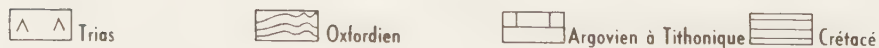
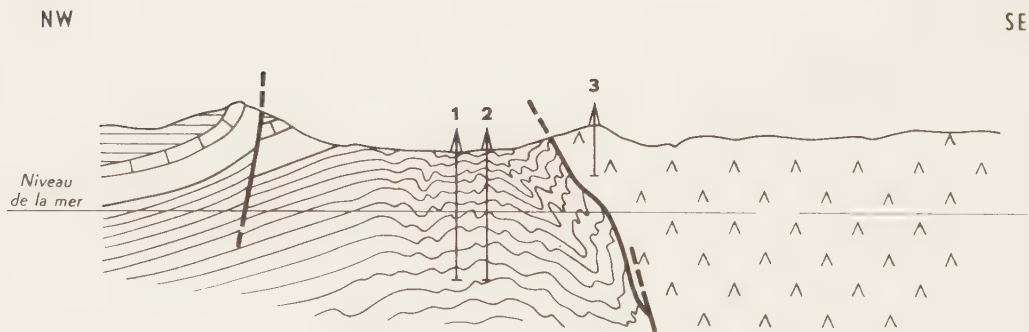


Fig. n° VI

L'importance des rejeux du diapyr, au cours des phases alpines, est soulignée par la digitation triasique du S de Gigondas qui recoupe le chevauchement ante-oligocène de la Pause, par l'avancée triasique du N de Suzette sur laquelle repose un lambeau de "Burdigalien" (cf. p. 114) par le pointement diapyrrique du Cirque de Saint-Amand et par les pendages verticaux et même légèrement inverses du "Burdigalien" au contact du Trias au N de Beaumes de Venise.

CHAPITRE XV

LE MASSIF DE LA ROQUE-ALRIC

(planches 9, 12, 13, 20 et 21)

Au S du Trias, entre Beaumes de Venise et le Barroux, se dresse le massif jurassique et crétacé de la Roque-Alric. Il est formé essentiellement par des marnes valanginiennes au milieu desquelles perce une série de structures anticlinales jurassiques et berriasiennes, le plus souvent incomplètes et très faillées (pl. 20).

Le Berriasien et le Tithonique ne sont, sur le flanc nord du massif, qu'exceptionnellement en contact avec le Trias ou l'Oxfordien, une bande de Valanginien les en sépare le plus souvent (cf. pl. 13).

La trop grande dislocation des affleurements ne permet pas de reconnaître une direction tectonique préférentielle, à l'exception d'une grande flexure W-SW-E-NE affectant le Néocomien sur le flanc sud du massif (pl. 12). Les affleurements de Berriasien et de Jurassique supérieur calcaire sont le plus souvent broyés, très réduits et affectés par de nombreuses failles de toutes directions ; seuls le Rocher des Trois Evêques et le Devez, dont les surfaces sont les plus étendues, montrent une certaine cohérence.

La moitié occidentale du massif, à l'W et au SW de la Roque-Alric, correspond à une série de lames de Berriasien, et quelquefois de Tithonique, verticales, très broyées ; les bancs calcaires y sont violemment plissotés et écrasés, avec une recristallisation importante en calcite ; il s'agit de portions incomplètes d'anticlinaux aigus (pl. 13, coupes 20, 21 et pl. 12, coupe 13). Au SE des "terres noires" du S de Lafare affleure un petit anticlinal très pincé de Berriasien à cœur tithonique.

Le Rocher des trois Evêques correspond au flanc normal faillé d'un anticlinal de Jurassique supérieur-Berriasien nettement chevauchant sur le Néocomien du versant sud du massif (pl. 12, coupes 15 et 16). Cette poussée vers le S est soulignée par la petite structure de Roc Jaune (pl. 21), au S du Rocher des trois Evêques, qui dessine un anticlinal étroit, coffré, déversé vers le S (pl. 12, coupe 15).

Entre le Rocher des trois Evêques et le Devez affleure un petit anticlinal extrêmement faillé de Berriasien-Tithonique.

Le Devez correspond à un dôme fracturé et divisé en plusieurs compartiments étroits et plissotés (pl. 13, coupes 19, 20, 21 et pl. 12, coupe 17). L'ennoyage brutal des couches berriasiennes verticales sous le Valanginien

n'est visible que sur le pourtour nord-est et sud de la structure (pl. 12, coupe 17 et pl. 13 coupe 19) ; à l'W plusieurs failles N-NE - S-SW relèvent le Jurassique supérieur qui domine le Valanginien par une falaise (pl. 13, coupe 20). Au N par suite de la proximité du Trias, la mylonitisation des calcaires est importante et elle se traduit par un broyage et une recristallisation en calcite.

Le flanc sud du Devez, montre une flexure très nette vers le S avec des pendages verticaux et même localement déversés, qui représente la continuation vers l'E de la flexure crétacée du versant sud du massif de la Roque-Alric (pl. 12).

A l'E du Devez se situe une petite structure anticlinale nord-sud très pincée (pl. 13, coupe 21) et fractionnée en de nombreux compartiments (pl. 12, coupe 18).

Au S de la flexure néocomienne, le versant sud du massif de la Roque-Alric est constitué par des affleurements d'Hauterivien et de Barrémien qui sont plissés en une série de structures étroites de direction EW traduisant une poussée toujours intense vers le S (pl. 12, coupe 14 et pl. 9, coupe III). Malheureusement le grand développement des terrains de recouvrement récents et la transgression du Miocène masquent la plus grande partie de ces structures à l'exception de l'anticlinal du Graveyron, où le Barrémien est replié en anticlinal (pl. 9, coupe III). Il s'agit d'un anticlinal est-ouest dont le flanc nord-est est peu accentué et dont le flanc sud vertical est affecté dans sa partie occidentale par une faille longitudinale qui relève le compartiment sud hauterivien par rapport au compartiment nord Barrémien. Cet anticlinal représente un palier qui interrompt localement le brusque ennoyage du Crétacé inférieur du versant sud du massif sous la plaine miocène de Saint-Hippolyte.

Au SE du Devez, l'Oligocène du Barroux repose en discordance sur le Néocomien ; les deux petites failles, qui affectent le Barrémien de la cote 424, ne se marquent pas dans l'Oligocène ; par contre plus au NW, ce dernier est affecté par une faille, de direction NE-SW, qui le sépare du flanc sud-est néocomien du Devez.

Au S, le massif de la Roque-Alric est bordé par le Miocène presque horizontal de Saint-Hippolyte, qui repose en discordance sur le Crétacé inférieur. Dans cette zone, seul l'"Helvétien" affleure largement, le "Burdigalien" étant réduit à une surface d'érosion (cf. p. 164).

Conclusions sur la tectonique du massif de la Roque-Alric

Le prolongement du Trias sous le massif d'une part (cf. p. 126), la dislocation intense et la mylonitisation fréquente des calcaires du Berriasien et du Jurassique supérieur d'autre part, montrent que le massif de la Roque-Alric représente la couverture jurassique-crétacée du Trias, soulevée et broyée au cours de la mise en place de ce dernier.

L'examen de la planche 13 montre, en effet, que le Trias existe près de la surface sous toute la moitié nord du massif et que ce dernier flotte en quelque sorte sur la masse diapyrique. Le compartimentage de la couverture en une série de panneaux plus ou moins froissés et laminés traduit les déformations subies par la série jurassico-crétacée lors de la montée diapyrique du Trias.

De plus, le Trias doit être considéré comme responsable de la forte poussée vers le S ayant provoqué la flexure néocomienne du versant méridional du massif (pl. 12).

La discordance entre l'Oligocène et le Néocomien au SE du Devez marque ici encore l'importance de la phase ante-oligocène. L'âge ante-oligocène des plissements du massif de la Roque-Alric, qui sont étroitement liés à la montée diapyrique du Trias, permet de confirmer l'âge pyrénéo-provençal de la première mise en place de ce dernier.

La discordance entre le Miocène et le Crétacé, ainsi que la faille post-oligocène du SE du Devez, indiquent des rejeux non négligeables au cours des phases alpines et plus particulièrement au cours de la phase ante-burdigalienne puisque le Miocène de Saint-Hippolyte est presque horizontal.

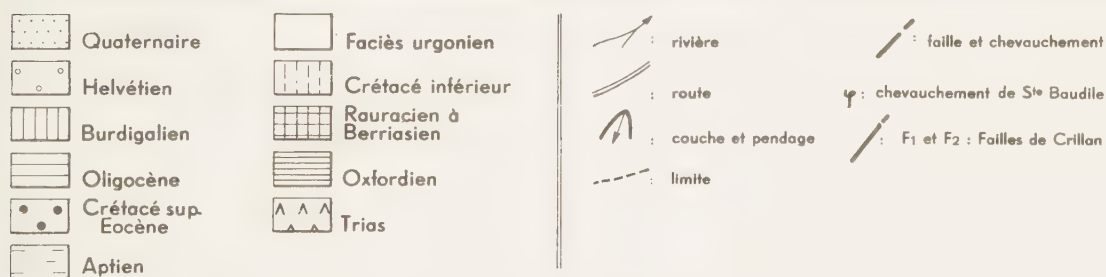
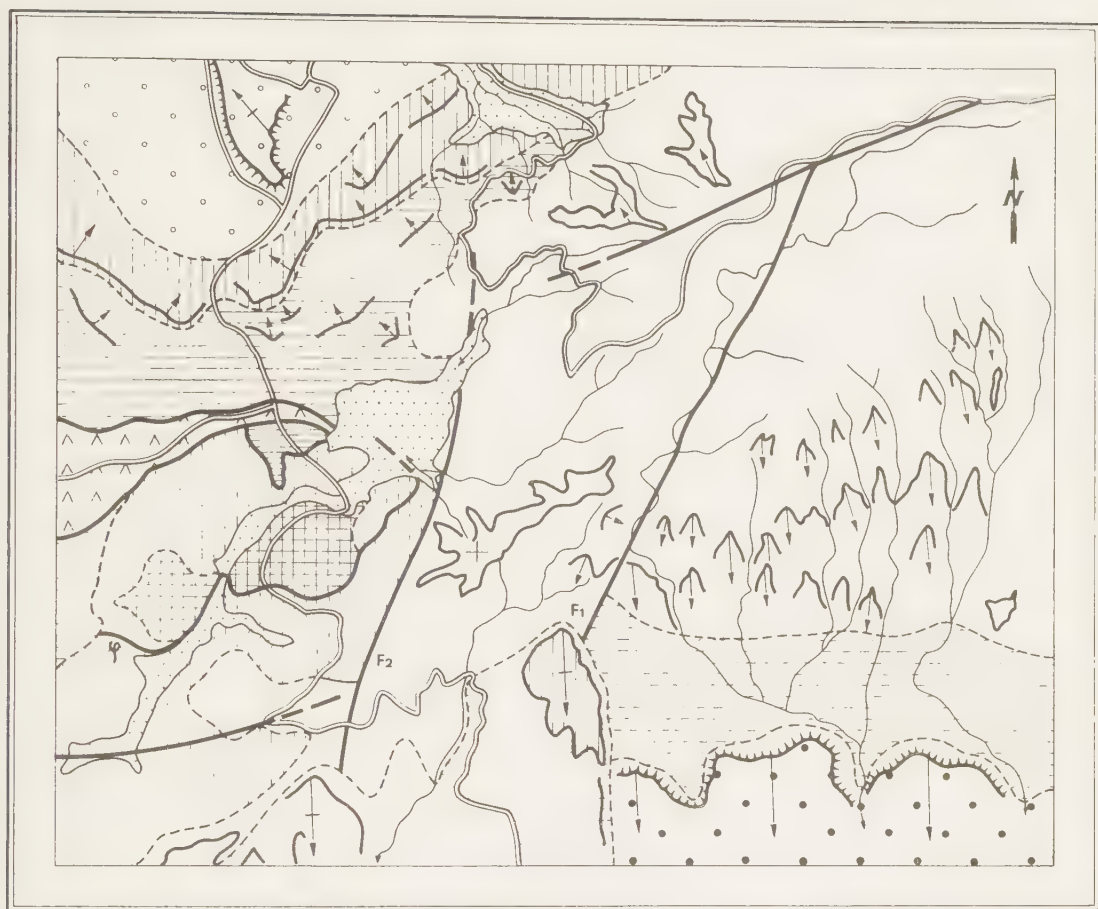


Fig: VII

ESQUISSE PHOTOGEOLOGIQUE DE LA BORDURE ORIENTALE DU MASSIF DE BARROUX

CHAPITRE XVI

LE MASSIF DU BARROUX (planche 9)

Il correspond à la continuation vers l'E de la bordure crétacée du flanc sud du massif de la Roque-Alric. Il s'agit d'une zone de plis serrés, de direction NE-SW, affectant le Crétacé inférieur où les calcaires barrémiens dessinent des synclinaux séparés par des anticlinaux étroits d'Hauterivien (pl. 9, coupes IV et V).

Les seuls accidents importants sont :

-Une faille grossièrement EW, visible de Riquet à la Grande Combe, dont le rejet de surface est très faible. L'âge ante-oligocène de cet accident est démontré par sa disparition, à son extrémité occidentale, sous l'Oligocène du Barroux qu'il n'affecte pas.

A l'E, en dehors de notre zone d'étude, cette faille se prolonge suivant une direction SW-NE dans la bordure occidentale du Ventoux ou d'après J. C. Fahy elle serait la plus importante et traduirait un léger chevauchement du massif de Suzette sur le Ventoux ; ce contact anormal, dénommé chevauchement de Saint-Baudile, après être passé de la direction SW-NE à la direction EW semble se raccorder à la terminaison orientale du Trias dans la région de Sainte-Baudile (fig. VII).

-Une faille longitudinale NE-SW, à compartiment nord abaissé, qui borde le flanc sud du synclinal barrémien du Barroux, à la hauteur de la route Carpentras-Malaucène. Cet accident est ante-burdigalien, la molasse calcaire le recouvrant sans être affectée, au SW du Barroux. Des replis très étroits au sein de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien sont visibles dans le compartiment nord-ouest le long de la faille.

Le Crétacé inférieur de toute cette région, souvent redressé, montre fréquemment des zones de broyage qui indiquent une tectonisation intense dont le Trias est sans doute, en partie, responsable. Il faut noter, aussi quelques accidents transversaux peu importants et plus particulièrement celui de la route Carpentras-Malaucène qui affecte l'Hauterivien.

Vers le NE, à proximité de la ferme Piquet, le Berriasien et le Tithonique affleurent, sous la forme d'un dôme coffré déversé vers le S (pl. 9, coupe V).

En dehors de notre zone d'étude, le flanc sud du massif du Barroux, au

SE du chevauchement de Sainte-Baudile, est séparé du Mont Ventoux par les failles de Crillon le Brave ; ce sont des accidents NS, à compartiment oriental abaissé, qui datent de la phase pyrénéo-provençale car ils n'affectent pas l'Oligocène (fig. VII).

Le versant nord du massif du Barroux est recouvert en discordance par l'Oligocène ; la discordance angulaire est très nette puisque l'Oligocène, qui forme un synclinal peu accusé, repose sur tous les termes du Crétacé inférieur intenses plissés (pl. 9, coupe IV).

Au SE du massif, un affleurement monoclinale d'Oligocène, dont les pendages sud-est sont inférieurs à 10°, repose en discordance angulaire nette sur le Barrémien plissé (pl. 9, coupe V) ; cet affleurement représente la terminaison occidentale de l'Oligocène de Crillon-Mormoiron.

Sur le flanc sud du massif, le Miocène est directement transgressif sur le Crétacé inférieur à l'W et repose avec une discordance visible sur l'Oligocène à l'E, au N-NE de Caromb (pl. 9, coupes IV et V). Des témoins de "Burdigalien" reposent en discordance, à l'intérieur du massif, sur les différents termes du Crétacé inférieur et l'un d'eux repose même en discordance angulaire nette sur l'Oligocène au N-NW du Barroux.

Le Miocène montre des pendages faibles sud inférieurs à 10° sur la bordure du massif ; plus au S ces pendages s'atténuent rapidement et la série devient presque horizontale dans la région de Caromb.

Conclusions sur la tectonique du massif du Barroux

Le massif du Barroux constitue une zone anticlinale complexe orientée N-NE - S-SW qui affecte principalement le Crétacé inférieur. La remontée du Berriasien et du Tithonique marquée par le dôme de la ferme Piquet traduit un relèvement axial de cette zone vers le NE, c'est-à-dire en direction du Ventoux.

La discordance de l'Oligocène sur le Crétacé, le chevauchement de Sainte-Baudile et les failles de Crillon le Brave soulignent l'importance de la phase orogénique ante-oligocène dans la tectogénèse du massif du Barroux. De plus, les accidents ci-dessus montrent que, dès cette époque, le massif de Suzette et le Ventoux formaient deux unités structurales distinctes, caractérisées par un léger chevauchement de la première sur la seconde.

La transgression et la discordance du "Burdigalien" à la fois sur le Crétacé inférieur et sur l'Oligocène démontrent l'existence de rejeux non négligeables au cours de la première phase alpine ante-burdigalienne.

Par contre, les faibles pendages observés dans le Miocène ne traduisent qu'un rejeu de faible amplitude au cours de la seconde phase alpine post-miocène.

TROISIEME PARTIE

PALÉOGÉOGRAPHIE

Le diapyrisme du Trias, qui se traduit par une tectonisation extrêmement intense de ses assises, rend très difficile toute étude stratigraphique de détail. Dans ces conditions, aucune variation de facies n'a pu être mise en évidence et il semble, d'ailleurs, que le Trias de Suzette soit très homogène. Nous rappellerons seulement (cf. p. 21) que la présence d'un Keuper salifère bien développé et de lambeaux de Mushelkalk calcaréo-dolomitique permet de comparer le Trias de Suzette au facies lorrain et provençal.

Le Lias est représenté par un affleurement beaucoup trop réduit pour qu'une étude paléogéographique puisse se justifier. Nous rappellerons seulement (cf. p. 23) la parenté existant entre le lambeau liasique de Suzette et le Lias inférieur à facies mixte défini dans la région de Digne.

Pour le Jurassique supérieur, aucune variation de facies importante n'est observable et rien ne permet de distinguer le massif de Suzette de l'ensemble des chaînes subalpines. La série est représentée par des facies dauphinois classiques, c'est-à-dire, par un Oxfordien marneux, par un Argovien marno-calcaire et par un Rauracien-Tithonique calcaire.

De même à la base du Crétacé, Le Berriasien est représenté dans tout le massif par un facies de transition entre les calcaires du Jurassique et les marnes à facies vocontien du Valanginien.

C'est seulement à partir du Valanginien que des variations de facies sensibles sont observables dans la série du massif de Suzette. Ce phénomène qui se poursuit pendant tout le Crétacé inférieur permet d'individualiser cette région par rapport aux Baronnies et au Ventoux. Les dépôts de cet âge y présentent, en effet, des facies qui sont intermédiaires entre ceux de la fosse vocontienne et ceux du Ventoux.

A partir du Cénomanién, mais surtout au cours du Tertiaire, la nature des dépôts est très influencée par les différentes phases tectoniques ayant affecté le massif. Ceci conduit à reprendre certaines données exposées dans le chapitre précédent, afin d'expliquer les conditions paléogéographiques particulières dans lesquelles se sont formés et déposés les sédiments de l'Oligocène et de la base du Miocène.

Nous étudierons successivement :

- La paléogéographie du Crétacé inférieur
- La paléogéographie du Cénomanién
- La paléogéographie de l'Oligocène
- La paléogéographie du Miocène
- La paléogéographie du Pliocène.

CHAPITRE XVII

PALEO GEOGRAPHIE DU CRETACE INFERIEUR (Valanginien à Gargasien)

La position géographique du massif de Suzette, à la jonction des facies vocontiens des Baronnies et des facies plus littoraux du Ventoux, explique le développement d'importantes zones dans lesquelles les dépôts présentent des facies de transition ; l'influence de ceux-ci sur la tectonique ultérieure est loin d'être négligeable comme nous le verrons plus loin (cf. p. 153).

Avant d'entreprendre l'étude paléogéographique de cette série crétacée de Suzette, il nous paraît utile de donner rapidement les caractéristiques principales des facies suivants :

1) Facies vocontiens (Valanginien à Aptien).

Ils sont en général constitués par des marnes et des calcaires marneux à Céphalopodes qui indiquent une origine relativement profonde* de ces sédiments. Ces derniers correspondent à des dépôts de vases dans des fosses situées en contre-bas du talus continental, la sédimentation se faisant en mer calme.

2) Facies "infra-urgoniens" (Valanginien-Hauterivien).

Ils sont représentés par des séries qui, bien qu'encore très proches des facies vocontiens, c'est-à-dire des marnes ou marnocalcaires à Céphalopodes, ont une teneur en éléments carbonatés nettement plus élevée, et dont la microfaune, renfermant déjà de nombreux Textularides, Valvulinides et Miliolites, annonce les associations microfaunistiques typiques des facies de transition à l'Urgonien barrémien-bédoulien de la bordure du Ventoux ou du Vercors.*

La présence de bancs fréquents de calcaires à débris, jointe au caractère particulier de la microfaune, indique des dépôts d'origine relativement peu profonde en mer parfois agitée.

3) Facies urgonien (Barrémien-Bédoulien).

Il est représenté par des calcaires à gros débris roulés, ou calcaires

*L'origine très profonde adoptée jusqu'ici pour ces sédiments est maintenant très discutée, la notion de fosse ou de fossé employée dans le texte ne sera donc que relative par comparaison aux facies côtiers de l'Urgonien.

**J. P. Thieuloy (43), p. 39 et suivantes.

graveleux, renfermant de nombreux Polypiers, des Algues, des Orbitolines et des Rudistes.

Ce sont des dépôts côtiers de mer chaude agitée, c'est-à-dire d'origine très peu profonde correspondant à la zone prérécifale.

Ce facies est caractéristique du Mont-Ventoux et du Vercors par exemple.

4) Facies de transition* (Barrêmien-Bédoulien).

Il s'agit d'un facies principalement calcaire dans lequel s'associent à la fois des caractères vocontiens et des caractères urgoniens. Ce sont, en général, des calcaires encore un peu marneux à Céphalopodes où l'étude des microfacies montre l'abondance des débris, gravelles et oolithes ; les accidents silicieux (silex) y sont fréquents.

La microfaune est particulière et caractérisée par l'abondance des Miliolles, Textularides, Valvulinides, etc. Elle indique une origine pré-urgonienne. On doit toutefois souligner l'absence d'Orbitolines qui sont en général fréquentes dans les facies de transition du Vercors par exemple.*

Ce sont des dépôts d'assez faible profondeur en mer agitée, c'est-à-dire de la zone de bordure du plateau continental.

Ce facies de transition pré-urgonien forme, en général, une auréole continue autour des massifs urgoniens sensu stricto.

1) Paléogéographie du Valanginien

A cette époque, l'influence des facies vocontiens est prépondérante dans le massif de Suzette.

Dans les massifs de Gigondas, de la Roque-Alric et sur la bordure du massif du Barroux, le Valanginien est représenté par un facies vocontien typique caractérisé par :

- Des marnes gris clair à jaunâtre avec quelques intercalations minces de calcaires marneux.
- Une faune classique d'Ammonites pyriteuses permettant de reconnaître un Valanginien inférieur peu épais et un Valanginien supérieur puissant.

Plus au N dans la région comprise entre Séguret et Vaison, au cœur de l'anticlinal de Séguret, s'individualise dès le Valanginien inférieur un facies particulier ; la série est, en effet, représentée par des marnes très calcaires renfermant des intercalations de calcaires à débris. La microfaune est riche en Miliolles, Textularides et Valvulinides.

Cette différenciation de la lithologie et de la microfaune s'accompagne de la disparition des fossiles pyriteux et seules subsistent des Ammonites calcaires beaucoup plus rares.

Le caractère "infra-urgonien" de ces facies conduit à admettre l'existence

* J. P. Thieuloy (43), p. 39 et suivantes.

d'un haut fond au Valanginien inférieur ; il faut noter, d'autre part, la lacune du Valanginien supérieur ce qui ne peut s'expliquer que par des courants sous-marins d'érosion contemporains de la sédimentation. Ce phénomène traduit l'instabilité des fonds à cette époque et résulte sans doute de mouvements épirogéniques faibles.

En bordure du Ventoux, au centre du massif du Barroux, le Valanginien est inconnu à l'affleurement et rien ne permet d'indiquer si un phénomène identique affecte cet étage.

Cette lacune de visibilité, ainsi qu'une observation limitée à la partie supérieure du Valanginien inférieur dans l'anticlinal de Séguret, empêche d'étudier les variations possibles de l'épaisseur de cet étage dans le massif de Suzette.

Il est bon de noter que Leenhardt et Goguel ont mis en évidence un épaississement très net du Valanginien en allant des Baronniees au Mont Ventoux,* conduisant ainsi à une première individualisation de la future région "urgonienne" due à une subsidence plus accentuée. La position géographique du massif de Suzette laisse supposer que lui aussi a pu être influencé par ce phénomène.

2) Paléogéographie de l'Hauterivien

Bien que représenté partout par des formations à Céphalopodes, l'Hauterivien montre des variations lithologiques très nettes qui permettent de distinguer trois régions.

1) Une région centrale, le massif de Gigondas.

Dans cette zone, l'Hauterivien est représenté par des facies vocontiens typiques analogues à ceux des Baronniees, qui indiquent une origine relativement profonde. La série est, en effet, caractérisée par :

- Une alternance régulière de marnes gris beige et de calcaires marneux grumeleux en bancs réguliers, sur une épaisseur de 150 m environ.
- Une macrofaune assez abondante d'Ammonites et une microfaune analogue à celle des Baronniees.

Vers le sommet, dans la zone de passage au Barrémien, les bancs de calcaires dominant.

Ces facies vocontiens sont connus dans tout le massif de Gigondas et sont limités au N par la flexure de la troisième Dentelle et au S ils ne débordent pas le Trias.

* Leenhardt (30)

* Goguel (20)

2) Une région nord, l'anticlinal de Séguret.

L'Hauterivien, qui débute sur 30 m d'épaisseur par un faciès de marnes à intercalations de calcaires à débris, identiques à celles du Valanginien, est représenté par un ensemble principalement calcaire dans lequel les intercalations marneuses sont de plus en plus rares au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série.

L'étude de ce faciès fait ressortir la juxtaposition des caractères vocontiens et des caractères "infra-urgoniens" :

- Les caractères vocontiens se traduisent par des calcaires grumeleux et des marnes à Céphalopodes, mais les fossiles sont rares et souvent en mauvais état.*

- Les caractères "infra-urgoniens" se traduisent par des calcaires renfermant des débris assez fréquents et par une microfaune particulière composée de Miliolles, Haplophragmoïdés, Textularidés et Valvulinidés.

Ce faciès particulier de l'Hauterivien correspond à une zone de transition entre les faciès vocontiens et le faciès des calcaires à Spatangues hauteriviens qui précèdent les faciès urgoniens barrême-bédoulien du massif du Ventoux. Une origine relativement peu profonde en mer agitée doit être attribuée à ce faciès particulier de Séguret.

Dans cette zone l'épaisseur de la série est voisine de 150 m, c'est-à-dire du même ordre que dans le massif de Gigondas.

Le passage de ce faciès calcaire à l'Hauterivien vocontien de Gigondas s'effectue très progressivement sur 6 à 7 km, du N de Séguret à la Troisième Dentelle ; sur la bordure nord de cette dernière l'Hauterivien supérieur est encore très calcaire. Cette indication de 6 à 7 km correspond à la distance horizontale actuelle ; si l'on tient compte des effets de la tectonique, il est bien évident que l'on est conduit à admettre une zone de passage nettement plus étendue mais non précisable. Cette remarque sera aussi valable pour tous les chiffres qui seront fournis au cours de cette étude paléogéographique du Crétacé inférieur.

3) Une région sud, les massifs de la Roque-Alric et du Barroux.

L'Hauterivien se subdivise en deux ensembles nettement différents qui sont :

- Un Hauterivien inférieur de type vocontien, de 80 m d'épaisseur environ, composé de marnes et de calcaires marneux à Céphalopodes ;

* Dans toutes les Baronnie il existe dans l'Hauterivien des bancs isolés plus ou moins épais qui sont graveleux et qui renferment des Miliolles, Haplophragmoïdés, Textularidés et Valvulinidés. On y observe également des silex et des chailles et même de la glauconie.

- Un Hauterivien supérieur exclusivement calcaire. Il s'agit de calcaires légèrement marneux à débris dont la microfaune rappelle les associations "pré-urgoniennes" comme le montre l'abondance des Miliolites, des Textularidés et des Valvulinidés ; de petits niveaux de silex sont fréquents. Les éléments marneux ne sont représentés que par de rares joints entre les bancs calcaires à la base de la série. La faune d'Ammonites est peu abondante.

Cette série, où s'associent les caractères vocontiens (calcaires un peu marneux à Céphalopodes) et les caractères infra-urgoniens (débris, silex, microfaune), doit être considérée comme une zone de transition aux calcaires à Spatangues du Mont-Ventoux. Une origine relativement peu profonde en mer agitée doit lui être attribuée.

L'épaisseur de cet Hauterivien supérieur, difficilement mesurable en raison de la tectonique, augmente rapidement d'W en E, de 70-80 m à Saint Hippolyte, elle atteint plus de 150 m à l'E du Barroux près du lac du Paty. Ce phénomène est en accord avec les observations de Leenhardt* qui notait un épaississement considérable de l'Hauterivien des Baronnie vers le Ventoux, de l'ordre de 500 m.

Le passage de cet Hauterivien calcaire au faciès vocontien de Gigondas se fait rapidement, sur 3 km environ, mais il est en grande partie masqué par la présence du Trias entre les massifs de Gigondas et de la Roque-Alric.

Les variations de faciès observées à l'Hauterivien conduisent à admettre l'existence, à cette époque, d'un fossé vocontien à l'emplacement actuel du massif de Gigondas, c'est-à-dire d'un golfe de mer relativement profonde, bordé au NW et au SE par des fonds de plus faible profondeur sur lesquels se sont déposés les faciès de transitions "infra-urgoniens".

Au NW, bien que le phénomène soit observable depuis le Valanginien, la diminution de profondeur était sans doute très progressive. Le passage latéral se fait, en effet, sur 7 km et on constate une persistance de caractères vocontiens importants (calcaires grumeleux et marnes).

Au SE, le phénomène n'apparaît avec certitude qu'à l'Hauterivien supérieur mais le relèvement des fonds était beaucoup plus brutal puisque le passage latéral se produit sur 3 km. On est ainsi conduit à admettre que le sillon correspondant à l'actuel massif de Gigondas était dissymétrique (fig. VIII).

L'augmentation des épaisseurs en direction du Ventoux traduit une subsidence plus accentuée vers cette zone.

3) Paléogéographie du Barrémien-Bédoulien

A cette époque, la continuation des phénomènes mis en évidence à

* Leenhardt (30)

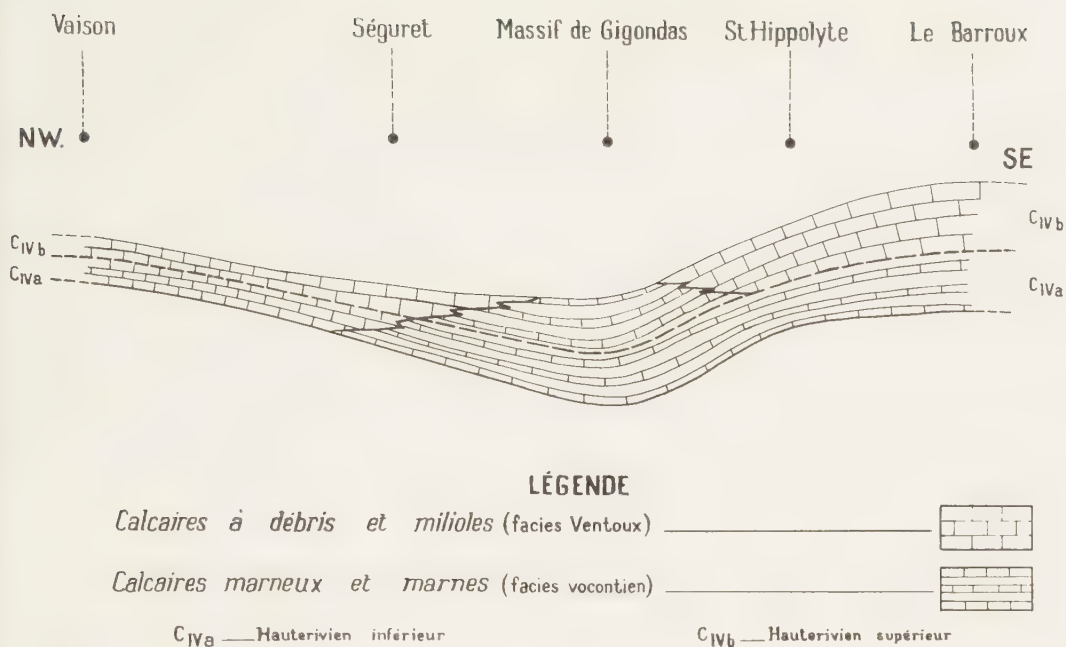


Fig. n° VIII

SCHÉMA DE REPARTITION DES FACIES DE L'HAUTERIVIEN EN FONCTION DU MODE DE DÉPÔT

l'Hauterivien devient plus difficile à prouver par suite de l'absence du Barrêmo-Bédoulien dans la zone centrale précédente ; l'érosion a complètement supprimé ces étages et leurs seuls affleurements sont situés sur les bordures du massif de Gigondas.

Malgré cette lacune d'observation au centre du massif de Suzette, il est plus commode de conserver les trois subdivisions régionales adoptées pour l'Hauterivien.

1) Région nord, l'Anticlinal de Séguret et le plateau du sud de Vaison.

La zone de moindre profondeur mise en évidence à l'Hauterivien se poursuit pendant tout le Barrêmien-Bédoulien.

Dans la région de Mars, au-dessus de l'Hauterivien calcaire, affleurent des calcaires gris très peu marneux, microgrenus à débris, renfermant de nombreux Textularidés, Miliolites et Radiolaires, sans macrofossiles déterminables ; seuls quelques débris d'Ammonites déroulées indéterminées ont pu être récoltés. Ces calcaires ont été rapportés au Barrêmien inférieur et moyen.

Sur cet ensemble reposent les calcaires de Vaison, du Barrémien supérieur-Bédoulien, épais de 150 m au minimum. Ce sont des calcaires très peu marneux, grenus ou microgrenus, à débris et même localement graveleux dont la microfaune de Miliolites et de Textularites est analogue à celle des faciès de transition à l'Urgonien. Il faut noter l'existence assez fréquente de silex. Leur macrofaune (Ammonites) est très rare.

Ces calcaires sont nettement différents des faciès vocontiens du Barrémien supérieur-Bédoulien représentés par une alternance de marno-calcaires et de marnes à Céphalopodes.*

Ces calcaires de Vaison, qui affleurent sur tout le plateau du S de Vaison, doivent être considérés comme un faciès de transition à l'Urgonien. Cette hypothèse est confirmée par les résultats du forage de Villedieu de la S.N.P.A. groupe Drôme, qui est situé à 8 km au N-NW de Vaison ; sous le Gargasien qui recouvre normalement ces calcaires, le forage est entré directement dans de l'Urgonien typique, ce qui prouve que sur une distance de 8 à 10 km s'effectue le passage latéral des calcaires de Vaison au faciès urgonien.

Ces faciès de transition sont la trace d'une zone de relativement faible profondeur, suite de celle observée à l'Hauterivien, dans cette même région.

2) Zone centrale, le massif de Gigondas.

Comme cela a déjà été signalé précédemment, aucun affleurement de Barrémo-Bédoulien n'est observable au centre de cette zone. Seule l'étude de sa bordure nord-ouest est instructive ; nous étudierons successivement la zone de passage entre les régions (1) et (2) et le versant nord-ouest de la troisième Dentelle. En effet, l'examen de la série barrémo-bédoulienne du N de Séguret à Gigondas fait ressortir une évolution progressive de faciès de transition de la zone (1) à des faciès vocontiens nets.

a) Du N de Séguret à la tuilerie de l'Encieu, apparaît entre les calcaires marneux et les marnes de l'Hauterivien et les calcaires de Vaison, un Barrémien inférieur et moyen, daté par des Ammonites, qui est l'équivalent latéral des calcaires gris à débris de Mars. Ce Barrémien est représenté par :

- A la base 25 m de calcaires marneux gris renfermant encore des débris et alternant avec des marnes ; ce faciès est peu différent de celui de l'Hauterivien,**
- 25 m de marnes brunes, à lits de calcaires marneux, dont la microfaune est encore riche de Miliolites,
- Au sommet 1 m de calcaire à silex.

*J. Goguel (20) p. 510 et suivantes.

**Dans les Baronnies, le Barrémien montre souvent des bancs isolés à Miliolites, Orbitolines et même Algues.

Bien que la microfaune présente encore des affinités pré-urgoniennes, la nature lithologique de cette série, nettement plus marneuse, se rapproche déjà des facies vocontiens.

Les calcaires de Vaison superposés à cette série ne sont plus épais que de 100 m environ.*

b) Dans la région de Gigondas-Dufresne, le Barrémien, qui est représenté par une série différente de celle des calcaires de Vaison, se subdivise aussi en trois ensembles distincts ;

- A la base, 20 m de calcaires marneux grumeleux à intercalations marneuses minces analogues à l'Hauterivien supérieur ;
- 20 m de marnes noires dont la microfaune renferme encore des Miliolites ;
- 40 m de calcaires marneux grumeleux où seules subsistent quelques passées de calcaires microgrenaux mais sans débris. En un point, au S des Grioux (amorce de la quatrième Dentelle) ces calcaires ont donné une faune du Barrémien supérieur.

Les calcaires de Vaison encore superposés à cette série ne doivent plus correspondre qu'au Bédoulien avec, peut-être, une portion très réduite du Barrémien supérieur.

Ce facies vocontien du Barrémien, de marno-calcaires et de marnes avec quelques récurrences pré-urgoniennes représentées par une microfaune de Miliolites, se retrouve tout le long de la troisième Dentelle mais les conditions tectoniques (série broyée et laminée) gênent l'observation.

Il ressort des faits ci-dessus que, du N de Séguret à Gigondas, il y a passage progressif, sur 7 km, des facies de transition pré-urgoniens à des facies vocontiens. Il est logique d'en déduire que le fossé qui se situait à l'emplacement du massif de Gigondas durant l'Hauterivien a persisté pendant le Barrémien.

Pour le Bédoulien (calcaires de Vaison ou équivalent) le problème est insoluble par suite de l'ablation des termes de cet étage au S de la troisième Dentelle. Cependant, comme on observe le développement d'un Barrémien vocontien, du N de Séguret à Gigondas au détriment de la partie inférieure des calcaires de Vaison, il est peut-être logique d'admettre, qu'à l'emplacement du massif de Gigondas, la base au moins du Bédoulien a été affectée par la variation de facies. La diminution d'épaisseur des calcaires de Vaison (≤ 80 m) observée tout le long de la troisième Dentelle tend à confirmer cette hypothèse.

3) Région sud, les massifs de la Roque-Alric et du Barroux.

Dans cette zone le Bédoulien est inconnu et seul le Barrémien

* Le chiffre cité ci-dessus correspond à la totalité des calcaires de Vaison comprise entre le Barrémien inférieur et moyen et le Gargasien.

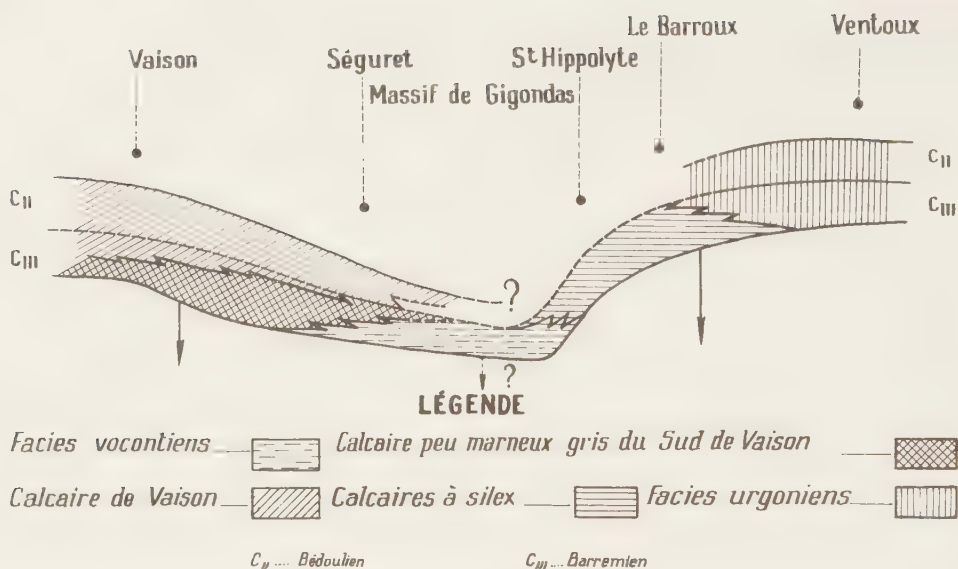


FIG. n° IX

SCHEMA DE REPARTITION DES FACIES BARRÊMO-BEDOULIEN EN FONCTION DE LA PROFONDEUR

affleure sous un facies particulier.

Il est représenté par une série de calcaires gris clair faiblement marneux, grenus, à débris, renfermant des petits Foraminifères dont des Miliolies et des Valvulinides. Les silex y sont très abondants, noirs ou blancs, sous la forme de rognons ou de lits discontinus, d'où le nom de calcaires à silex donné à cette formation.

Ces calcaires correspondent au facies de transition à l'Urgonien décrit sur le pourtour du Ventoux ou du Vercors.*

Sur la rive est du lac Paty, cette série est visible sur 100 m environ d'épaisseur mais le sommet passe déjà latéralement au facies urgonien typique. J. Goguel fait remarquer, à la suite de ses travaux aussi bien sur le Ventoux-Lure que sur le Vercors, que c'est dans ce facies de transition que les épaisseurs maximales sont atteintes ce qui indique un mouvement de subsidence accentué dans de telles régions.

A l'W, ce facies à silex est connu jusqu'à la route de Beaumes de Venise-Lafare, au contact du Trias ; ce dernier empêche d'observer le passage latéral au facies vocontien qui doit être rapide et qui doit s'effectuer sur moins de 2 km.

* J. Goguel (20), p. 510

J.P. Thieuloy (43), p. 39 et suivantes.

Les faits ci-dessus permettent de penser que le fossé "vocontien" à l'emplacement actuel du massif de Gigondas, mis en évidence à l'Hauterivien, se poursuit et paraît même s'accentuer au Barrémien (fig. IX).

Ce fossé était bordé au NW et au SE par deux zones de moindre profondeur où se sont déposés les facies de transition à l'Urgonien. L'épaisseur importante de ces facies pré-urgoniens indique une subsidence marquée sur les bords du fossé, mais plus accentuée du côté du Ventoux, c'est-à-dire, dans la zone de passage latéral rapide à l'Urgonien.

4) Paléogéographie du Gargasien

Cet étage n'est connu que dans la moitié nord du massif de Suzette, plus particulièrement dans le dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon et dans le Pays de Vaison, c'est-à-dire, dans la zone nord des chapitres précédents.

La série est constituée uniquement par des marnes sombres à Belemnites et Ammonites, ce qui indique une origine relativement profonde en mer calme. Dans le massif de Suzette, ces marnes reposent sans ravinement sur les "calcaires de Vaison" alors qu'un "hard ground" est signalé en plusieurs points des Baronnies et du Ventoux.

Leur extension étant limitée dans le massif de Suzette, seul l'examen des régions avoisinantes permet des observations intéressantes. Le Gargasien, qui est représenté par un facies marneux d'origine relativement profonde aussi bien dans les Baronnies que sur le flanc sud du Ventoux, est par contre inconnu dans la Montagne de Lure, dans le fossé d'Aurel et à Saint-Léger au N du Ventoux ; dans ces régions l'Albien ou le Cénomaniens sont directement transgressifs sur le Bédoulien. Les faits ci-dessus indiquent une émergence partielle, à cette époque, des régions urgoniennes du Ventoux-Lure.

Aussi peut-on se demander, si l'absence du Gargasien dans toute la moitié sud du massif de Suzette résulte d'une érosion intense consécutive de la forte tectonisation ultérieure, ou si, dès cette époque, une partie du massif était émergée ? L'étude des seules marnes gargasiennes de Suzette ne permet pas de répondre à cette question, mais comme nous le verrons dans le chapitre suivant (cf. p. 154) l'examen de la série albo-cénomaniens transgressive jusque sur le Néocomien permet de supposer que cette hypothèse d'une émergence partielle est la plus vraisemblable.

Conclusions sur la Paléogéographie du Crétacé inférieur

Dès le Crétacé inférieur, la région du massif de Gigondas, depuis la troisième Dentelle au N jusqu'à la route de Beaumes de Venise-Lafare au S, était différente, quant à la nature des dépôts, du reste du massif de Suzette. Nous avons, en effet, reconnu l'existence d'un fossé vocontien bordé par deux zones de moindre profondeur où se sont déposés d'abord les facies "infra-urgoniens" puis les facies de transition pré-urgoniens. Ce fossé est

dissymétrique car le versant sud vers le Ventoux est plus raide que le versant nord vers Vaison. Les variations de facies ci-dessus s'accompagnent d'une subsidence accentuée sur les bords du fossé et la subsidence maximale est même localisée sur le rebord sud, dans la zone où les facies de transition passent rapidement à l'Urgonien du Ventoux.

Vers le SW, ce golfe vocontien doit avoir une extension qui déborde légèrement l'emplacement actuel du massif de Gigondas, comme cela ressort des études géophysiques, sismiques et électriques, effectuées par la S. N. P. A. "groupe Drôme" à la périphérie du massif de Suzette dans les plaines mio-quaternaires de l'Ouvèze et de l'Eygues. L'Urgonien est assez facilement identifiable par géophysique et l'interprétation des résultats obtenus par la S. N. P. A. conduit à admettre l'existence, en profondeur, de la dalle urgonienne sur les bordures nord, ouest et sud du massif de Suzette, à l'exception d'une zone située au SW de Beaumes de Venise et de Vacqueyras. Signalons que les sondages de Villedieu au N de Vaison et de Loriol au S du massif ont confirmé la présence de l'Urgonien sous la couverture tertiaire des plaines de Carpentras et de l'Eygues. Il faut remarquer que la zone où l'Urgonien n'a pu être mis en évidence se situe dans la prolongation du massif de Gigondas et que la sismique a montré qu'elle est limitée au N et au S par deux zones perturbées qui correspondent à la continuation vers le SW du chevauchement de la Pause et de l'accident d'Entrechaux-Beaumes. L'examen des profils sismiques dans cette zone fait ressortir une grande complexité tectonique sans doute comparable à celle du massif de Gigondas.

Nous pensons que les facies vocontiens se poursuivent dans cette zone, sous la couverture tertiaire, car sa complexité tectonique et l'impossibilité d'y reconnaître l'Urgonien en font sans doute une région très analogue au massif de Gigondas tant au point de vue stratigraphique que structural.

Les données géophysiques ci-dessus montrent, par ailleurs, la grande extension de l'Urgonien sous la couverture tertiaire de la vallée du Rhône et indiquent que, dans la région de Suzette, tout au moins, la fosse vocontienne est limitée vers l'W à la bordure actuellement visible des chaînes subalpines.

L'existence de variations de facies importantes durant le Crétacé inférieur et surtout leur répartition suivant des directions préférentielles NE-SW conduisent à penser que le massif de Suzette a été le siège de mouvements orogéniques embryonnaires antérieurs au dépôt du Néocomien. Il est intéressant d'essayer de préciser l'âge de ces mouvements. L'uniformité des facies du Jurassique supérieur conduit à penser que cette première tectonique est postérieure à ce dernier. Par contre, la fréquence des niveaux de pseudo-conglomérats dans le Berriasien traduit, comme nous l'avons vu précédemment (cf. p. 36) une certaine instabilité des fonds à cette époque ; de même le facies particulier du Berriasien de Cron (cf. p. 37) indique l'existence locale de hauts fonds. Les faits ci-dessus traduisent sans doute des mouvements tectoniques très faibles mais toujours suffisants pour expliquer les variations de facies ultérieures suivant des directions privilégiées.

On peut de même penser que les grands traits tectoniques qui caractériseront le massif de Suzette au cours des phases orogéniques ultérieures, c'est-à-dire, tertiaires, ont été amorcés au cours des mouvements embryonnaires ci-dessus. Mais il est aussi possible que la différence de nature des sédiments déposés, d'une part dans le massif de Gigondas, d'autre part sur ses pourtours, ainsi que la subsidence accentuée sur les bords du fossé "vocontien", ait aussi contribué à orienter les mouvements ultérieurs en conduisant à des directions tectoniques, flexures ou failles, préférentielles et parallèles aux bordures du fossé.

Il est, en effet, intéressant de remarquer que le grand accident anté-oligocène d'Entrechaux-Beaumes de Venise, qui a joué au cours des phases alpines, est localisé exactement sur la bordure sud-est du fossé "vocontien" de Gigondas ; de même la grande flexure de la troisième Dentelle est l'équivalent actuel du rebord nord-ouest de ce même fossé.

D'autre part, l'existence d'un fossé vocontien à l'emplacement actuel du massif de Gigondas, bordé de facies calcaires de transition à l'Urgonien, explique en partie l'opposition entre la tectonique simple du Pays de Vaison et celle complexe du massif de Gigondas ; comme dans les Baronnies et le Ventoux, le rôle de la dalle urgonienne ou des calcaires de transition pré-urgoniens dans le mode de plissement paraît indéniable ainsi que J. Goguel l'a montré.*

* J. Goguel (18), p. 355 - 362.

CHAPITRE XVIII

PALEOGEOGRAPHIE DU CÉNOMANIEN

Le Cénomanien ainsi qu'une partie très réduite de l'Albien probable, n'affleure que dans la moitié septentrionale du massif de Suzette au N de la grande flexure de la troisième Dentelle. Les facies du Cénomanien sont très homogènes et la série correspond à une alternance de marnes sableuses et de calcaires gréseux ; la glauconie est fréquente à tous les niveaux mais est plus abondante à la base de la série.

Dans le massif de Suzette le Cénomanien est transgressif sur tous les termes du Crétacé inférieur, du Gargasien au Valanginien. Mais l'action des phases orogéniques ultérieures a été trop intense pour qu'il soit possible de mettre en évidence une discordance angulaire dans l'anticlinal de Séguret ou au S de Crestet ; une telle discordance n'est observable que dans le dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon.

Le fait que le Cénomanien transgresse jusque sur le Valanginien indique une érosion ante-cénomanienne intense, puisque localement plus de 500 m de sédiments consolidés ont été supprimés. Il paraît difficile d'admettre qu'une telle érosion ne soit pas consécutive à une émergence partielle du massif de Suzette postérieurement au dépôt du Gargasien (cf. p. 151). D'autre part, nous avons vu précédemment (cf. p. 66) qu'il est très difficile d'identifier l'Albien à la base de la série cénomaniennne et que cet étage est sans doute très réduit ou même localement absent dans le massif de Suzette. Cette lacune, au moins partielle, confirme l'hypothèse d'une émergence ante-cénomanienne de la région de Suzette.

Cette émergence, à la fin du Crétacé inférieur, n'était pas propre au massif de Suzette ; en effet, en plusieurs points du Ventoux et de la Montagne de Lure, le Cénomanien est directement transgressif sur le Bédoulien (cf. p. 151) ; ceci est bien visible en particulier à Saint-Léger, au N du Ventoux, où le Cénomanien débute par un conglomérat de base à gros éléments.*

Il semble donc que le massif de Suzette avait déjà été légèrement plissé et érodé au cours de la phase tectonique ante-cénomanienne. Le massif de Gigondas, l'anticlinal de Séguret et le dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon avaient sans doute commencé à se former. Ces mouvements sont contemporains de la création de l'isthme durancien de la basse Provence.

* J. Grégoire, D. E. S. Laboratoire de Géologie, Grenoble 1953, p. 51.

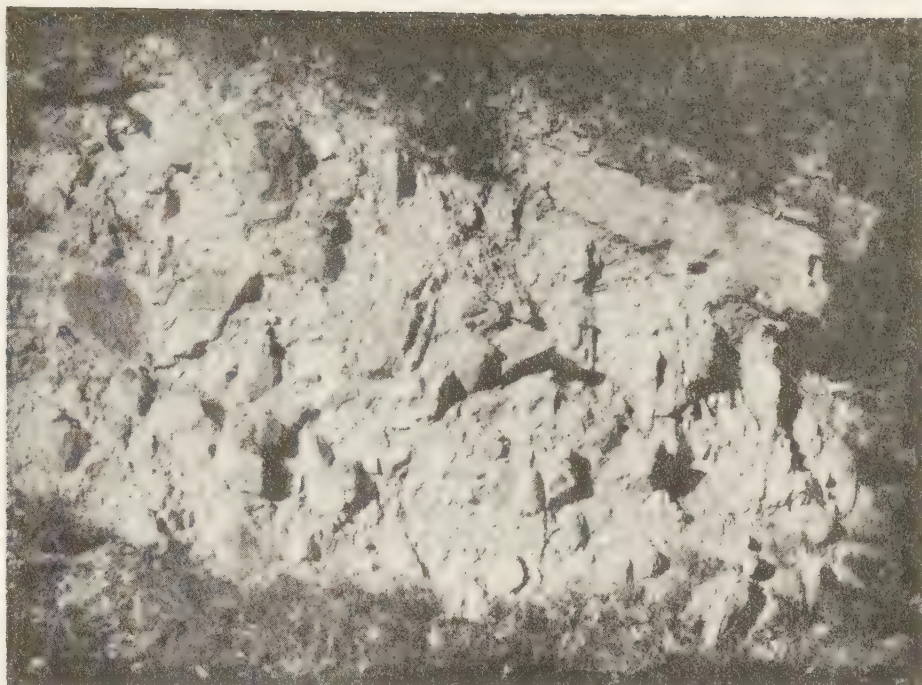


Photo 33. Pseudo-brèche du toit du Cénomanién ; route Enlrechaux- St-Marcellin-les-Vaison.

Le pourcentage élevé des éléments détritiques dans les assises céno-
maniennes indique que cette période correspond à une phase de comblement
important. On doit admettre une origine lointaine pour ces éléments détri-
tiques, le quartz étant absent dans toute la série sous-jacente marneuse ou
calcaire ; ce quartz doit provenir du démantèlement du Massif Central au-
quel se raccordait vers l'W l'isthme durancien.

Le Cénomanién représente le seul étage du Crétacé supérieur connu
aussi bien dans le massif de Suzette que sur ses pourtours ouest et nord ;
en effet, dans les sondages de Villedieu et de Violes, le Crétacé supérieur
est uniquement représenté par le Cénomanién. Les faits ci-dessus montrent
que la transgression du Crétacé supérieur s'est arrêtée à cet étage.

Il faut d'ailleurs remarquer que, sur le flanc sud du Mont-Ventoux, le
Cénomanién se termine par des couches rouges d'origine continentale qui
passent sans discontinuité aux grès rouges de l'Eocène, ce qui indique une
émersion dès le début du Crétacé supérieur.

Tous ces faits indiquent une régression sensible dès le Cénomanién
supérieur dans la région de Suzette et du Ventoux, c'est-à-dire, en bordure
des Chaînes subalpines et doivent correspondre à une prolongation adoucie
vers le N de l'isthme durancien. Ce phénomène est sans doute étroitement
lié à la phase tectonique ante-cénomaniénne, responsable, en particulier,
d'un premier bombement du massif de Suzette.

Dans la région voisine des Baronnies et du Diois, le Turonien, ainsi sans doute que le Sénonien inférieur, est par contre connu à l'affleurement, ce qui indique une persistance de la mer durant la plus grande partie du Crétacé supérieur, dans la partie centrale des chaînes subalpines.

Il faut signaler, le long de la route Entrechaux-Saint-Marcellin-des-Vaison, l'existence sous le "Burdigalien" discordant d'une fausse apparence de brèches au toit du Cénomanién ; on peut, en effet, observer des blocs de calcaires gréseux emballés dans des marnes sableuses plus ou moins remaniées (photo 33). Ce phénomène doit correspondre à un ancien sol pré-burdigalien mais post-cénomanién ; aucun argument paléontologique ne permet de le dater.*

* Ce fait a déjà été signalé par P. Chapuis en 1953 (D.E.S. Laboratoire de Géologie, Grenoble).

CHAPITRE XIX

PALEOGEOGRAPHIE DE L'Eocene ET DE L'OLIGOCENE

L'Eocène et l'Oligocène correspondent à une période d'émersion générale dans la bordure occidentale des chaînes subalpines et plus particulièrement dans les Baronnies et le Ventoux.

Successivement, nous étudierons la paléogéographie de l'Eocène, puis nous démontrerons l'existence d'un massif émergé important dans la moitié méridionale du massif de Suzette avant le dépôt de l'Oligocène et enfin nous essaierons de reconstituer le paysage oligocène de Suzette.

1) Paléogéographie de l'Eocène

Aucun affleurement d'Eocène n'est connu dans le massif de Suzette mais il est logique de penser que des dépôts continentaux correspondant à cette période s'y sont formés et qu'ils ont été érodés dès avant l'Oligocène. L'Eocène est en effet présent à l'E immédiat du Barroux, sur le flanc sud du Ventoux dans la région de Bédoin-Crillon le Brave. Une série de grès bigarrés à la base et de marnes et calcaire à silex jaune associés à des grès rouges et des conglomérats au sommet, qui repose sans discordance sur le Cénomanién, a été rapportée à l'Eocène inférieur et moyen par A. F. de Lapparent en raison des analogies de facies existant avec les régions voisines (bassin d'Apt). Vers l'W, c'est-à-dire vers le massif de Suzette la disparition de l'Eocène est tectonique, contre la faille de Crillon le Brave* (cf. p. 139). De même, un lambeau d'Eocène continental subsiste dans la terminaison occidentale du Ventoux sous le chevauchement de Sainte-Baudile (cf. p. 138).

Ces deux affleurements indiquent que l'Eocène subsiste à proximité du massif de Suzette.

D'autre part, au NW de Beaumes de Venise, l'étude du conglomérat de base oligocène de Montmirail montre la présence de *Microcodium* remaniés; or ce fossile, non caractéristique d'un étage, est cependant surtout fréquent à l'Eocène inférieur. De même, au N du Barroux nous avons trouvé dans le conglomérat de base de l'Oligocène, des blocs de calcaires à silex jaune qui sont tout à fait semblables à ceux de l'Eocène de Mormoiron. Les faits ci-dessus confirment l'hypothèse d'une érosion ante-oligocène des dépôts éocènes de Suzette.

* J. Goguel (18) p. 358 signale le premier le rôle de cet accident.

2) Existence d'un massif émergé ante-oligocène dans la moitié méridionale du massif de Suzette.

L'existence d'un tel massif, ainsi que son extension, ne peut-être démontrée que si on considère non seulement, les différents affleurements oligocènes du massif de Suzette, mais aussi celui de la région de Mormoiron-Crillon le Brave au S du Ventoux.

1) Région de Mormoiron-Crillon le Brave.

Dans cette région l'Eocène vient buter à l'W, au N de Crillon le Brave, contre un accident NS, la faille de Crillon le Brave, dont le compartiment ouest, celui du massif de Suzette, est relevé par rapport au compartiment est du Ventoux. Ce rejet se traduit par la disparition par érosion de tout l'Aptien et de l'Eocène. Cette faille n'affecte pas les terrains oligocènes qui affleurent sans discontinuité depuis Mormoiron jusqu'au S du Barroux. Légèrement plus à l'W, un deuxième accident NS remonte encore le compartiment occidental et fait reposer l'Oligocène sur le Valanginien.

D'autre part, la série lacustre de l'Oligocène passe latéralement, au voisinage de ces failles, à une formation conglomératique importante, le conglomérat de Crillon.*

Plus au N, l'accident de Sainte-Baudile (cf. p. 138) se traduit par un léger chevauchement ante-oligocène du massif de Suzette sur le Ventoux, ce qui montre que là encore la région de Suzette était relevée par rapport à celle du Ventoux.

De ces observations il résulte, comme l'indiquait J. Goguel dès 1938, qu'entre l'Eocène et l'Oligocène, le SE du massif de Suzette formait un massif émergé élevé dont le démantèlement a alimenté la sédimentation de la base de l'Oligocène. L'existence d'une phase pyrénéo-provençale importante est de même prouvée.

2) Flanc nord du Cron.

Au nord du Cron, c'est-à-dire, en contre-bas de la quatrième Dentelle, au fond d'une étroite vallée, affleure un petit lambeau d'argiles bigarrées alternant avec des lits conglomératiques rapportés à l'Oligocène.

Ce lambeau repose en discordance sur le Crétacé supérieur puisque l'Oligocène forme un synclinal simple alors que le Cénomaniens est redressé et plissé (fig. 17). D'autre part, le contact Oligocène-Jurassique supérieur est faillé ; il s'agit d'un accident ante-miocène puisqu'il disparaît sous le "Burdigalien" qui n'est pas affecté. Ce lambeau oligocène disparaît vers l'E sous le "Burdigalien" monoclinale de Crestet.

*J. Goguel (18) p. 358.

Si la discordance de l'Oligocène sur le Cénomanién démontre l'existence de la phase pyrénéo-provençale, la présence dans l'Oligocène de niveaux conglomératiques, dont les éléments sont surtout jurassiques, permet aussi de penser que cette phase s'est traduite par la formation d'un relief important à l'emplacement actuel de la quatrième Dentelle. Les faits ci-dessus ne constituent qu'une hypothèse en raison des rejeux au cours de la première phase alpine ante-burdigaliennne qui ont compliqué le contact Oligocène Jurassique.

Il faut remarquer que le lambeau ci-dessus indique que les dépôts oligocènes ont atteint et même débordé légèrement la grande flexure de la troisième Dentelle, fait qui sera confirmé dans la région suivante.

3) Oligocène de Montmirail-Gigondas.

Dans cette région l'Oligocène est principalement en contact avec le Trias et seule la terminaison nord de son affleurement déborde de la masse triasique et vient au contact du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.

Les directions structurales du Crétacé et de l'Oligocène font un angle de 45° et le chevauchement de la troisième Dentelle disparaît sous l'Oligocène qui n'est pas affecté ; ces faits montrent l'importance de la phase pyrénéo-provençale.

L'Oligocène, qui débute par un conglomérat constitué presque uniquement de Crétacé Supérieur, est représenté par une série à peu près exclusivement continentale et lagunaire. Le pourcentage très important des éléments détritiques (grès, sables et argiles très sableuses) indique que les dépôts ont été alimentés en grande partie par l'érosion d'un massif élevé constitué par des formations à fort pourcentage de quartz ; un tel mode d'alimentation résulte sans doute de l'érosion de la couverture cénomaniennne et éocène (?) du massif de Gigondas.

Dans cette région, l'Oligocène déborde légèrement vers le N de la troisième Dentelle comme le montre le petit affleurement de Gigondas qui repose en discordance sur le Valanginien. Signalons, dès maintenant, que les sondages de la S. N. P. A. "groupe Drôme" de Villedieu et de Violes ont montré l'absence de dépôts oligocènes, sous les plaines de l'Ouvèze et de l'Eygues (cf. p. 162).

4) Oligocène du Cirque Saint-Amand, du col du Chaîne et de la route Le Barroux-Malaucène.

C'est une des régions les plus instructives tout au moins sur sa bordure nord-ouest, au contact du versant sud des massifs de Saint-Amand et de l'Arfuyen.

L'Oligocène, constitué dans l'ensemble de cette zone par une alternance irrégulière de marnes, de calcaires et de grès principalement lacustres, renferme à sa base des assises conglomératiques importantes.

Au Cirque de Saint-Amand, l'Oligocène débute par une brèche qui repose en discordance angulaire nette (plus de 10°) sur les différents termes de la série berriasienne. Cette brèche est constituée exclusivement par des éléments non roulés et même franchement anguleux de Berriasien, dont la taille va du centimètre au décimètre et plus ; le long de la route Suzette-Malaucène, on observe le passage latéral de cette brèche aux argiles lacustres. La discordance entre cette formation et le Berriasien est soulignée par le fait que se sont les bancs bréchiques les plus jeunes qui débordent le plus sur le substratum secondaire.

Le ciment étant réduit au nécessaire pour assurer la solidification de l'ensemble, cette brèche se présente comme la trace à peine remaniée d'une vaste zone d'éboulis d'un relief important ante-oligocène en voie de destruction.

Ceci montre l'importance de la phase pyrénéo-provençale dont les plis se sont traduits, avant l'Oligocène, par un relief élevé à l'emplacement actuel du massif de Gigondas.

Au S des Granges rouges, l'Oligocène débute par des niveaux conglomératiques importants intercalés dans une série argilo-gréseuse où s'individualisent à la base quelques bancs de cargneules difficilement distinguables de celles du Trias. Ces conglomérats sont constitués par des éléments peu roulés appartenant au Crétacé (Hauterivien à Cénomaniens) et surtout au Jurassique supérieur-Berriasien.

Cette composition indique le démantèlement de reliefs crétacés et jurassiques importants. Depuis le ravin de Suzette jusqu'à la route de Malaucène, la fréquence de ces conglomérats à la base de l'Oligocène contre le Trias, montre que, sur l'emplacement actuel de l'affleurement triasique, existait, avant l'Oligocène, un massif jurassique-crétacé important.

5) L'Oligocène du Barroux.

C'est surtout dans sa partie occidentale que les observations sont les plus aisées ; à l'E les terrains de recouvrements récents et les cultures masquent trop les formations.

La zone la plus intéressante est celle de Champ Paga au N du Barroux (région d'Allègre des anciens auteurs) où l'Oligocène repose d'abord avec une discordance angulaire de quelques degrés sur le Crétacé inférieur (hauterivien-Barrémien) puis sur les marnes noires oxfordiennes. Le contact avec l'Oxfordien est normal, car on voit très bien les mêmes horizons de base de l'Oligocène reposer en discordance à la fois sur le Crétacé et sur l'Oxfordien. Ce point mérite d'être précisé car il prouve que, localement, l'érosion avait atteint les terres noires avant le dépôt de l'Oligocène.

La série débute par un niveau de conglomérat de quelques mètres, à passées bréchiques (photo 19), dont les éléments appartiennent principalement au Crétacé et au Jurassique supérieur. Ce conglomérat est analogue à celui de Crillon le Brave (cf. p. 158).

Plus à l'E, des lits de conglomérats à éléments crétacés se rencontrent localement sur le Néocomien du Barroux ; de plus, la bordure méridionale de l'affleurement oligocène repose sur le Crétacé avec une discordance angulaire très importante.

Dans cette région du Barroux, la phase pyrénéo-provençale s'est donc également traduite, dans la série jurassique et crétacée par des plis intenses qui formaient des reliefs non négligeables avant le dépôt de l'Oligocène.

3) Paysage oligocène du massif de Suzette

La nature des dépôts oligocènes, continentaux et lagunaires avec de très brèves incursions marines dans la série de Montmirail, indique qu'à cette époque le massif de Suzette était émergé et situé à peu de distance de la mer (cf. p. 79).

L'étude lithologique de la série montre l'importance des deux éléments suivants :

- Le quartz détritique est très abondant, ce qui se traduit par de nombreux horizons de grès, de sables et d'argiles ou de marnes sableuses ;
- Le pourcentage des carbonates est élevé car les calcaires, les calcaires gréseux et les marnes lacustres sont très fréquents.

Dans la moitié sud du massif de Suzette, l'érosion totale du Cénomanien et de l'Eocène (?) d'une part et celle partielle du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur d'autre part, expliquent de tels facies. Le massif de Suzette devait correspondre à une région de relief accentué en voie de démantèlement et bordé de lacs et de lagunes.

Il est certain que dès cette époque, l'érosion avait atteint localement le jurassique supérieur calcaire et même les terres noires oxfordiennes. En effet, à Champ Paga, l'Oligocène repose normalement sur l'Oxfordien (cf. p. 160). De même au SE de Suzette un lambeau d'Oligocène est visible à la fois sur le Trias et l'Oxfordien (cf. p. 128) ; bien que les conditions d'affleurement soient médiocres, le contact Oligocène-Oxfordien est pour nous parfaitement normal et d'ailleurs les pendages vers l'E observés dans le tertiaire indiquent un "recouvrement" par discordance.

Par contre le seul examen des affleurements d'Oligocène du S de Suzette reposant sur le Trias ne permet pas d'affirmer que ce dernier affleurerait au moment du dépôt de l'Oligocène. Ses rejeux au cours des phases alpines ne permettent plus de prouver que ces lambeaux traduisent un "recouvrement" normal par discordance. Cependant, l'existence de quartz bipyramidés remaniés du Trias, aussi bien à la base de l'Oligocène de Montmirail, du Barroux et des Granges rouges que dans les affleurements isolés, cités plus haut, montre que le Trias affleurerait, dès cette époque, à la suite d'une première mise en place au cours de la phase pyrénéo-provençale. Mais l'absence totale de blocs triasiques dans les conglomérats et brèches de base de l'Oligocène indique que le Trias ne formait pas de relief et était soumis uniquement

à un lessivage superficiel par les eaux courantes.

On peut admettre qu'à l'Oligocène, la masse triasique était encore recouverte dans sa plus grande partie par la couverture jurassique-crétacée en voie de démantèlement et qu'elle n'affleurerait que dans des dépressions et des fonds de vallées.

4) Conclusions

L'existence d'un massif élevé ante-oligocène à l'emplacement actuel du massif de Suzette doit être admise. Sa surrection date de la phase pyrénéo-provençale et c'est son démantèlement qui a fourni la majeure partie des sédiments oligocènes. Ce démantèlement a été particulièrement vigoureux au début de cette période ainsi qu'en témoignent les brèches et les conglomérats largement représentés à la base de la série.

L'érosion fut très importante puisqu'elle détruisit localement toute la couverture du Crétacé, du Cénomanien au Valanginien, et permit à l'Oligocène de se déposer jusque sur les terres noires oxfordiennes. De même à cette époque, le Trias devait déjà affleurer en de nombreux points.

Cette zone de fort relief était localisée dans la moitié sud du massif de Suzette. Sa limite orientale est connue : c'est la zone des failles de Crillon le Brave et du chevauchement de Sainte-Baudile. Sa limite ouest ne dépassait pas le rebord nord-ouest du massif de Gigondas, c'est-à-dire la grande flexure de la troisième Dentelle ; en effet plus au NW se situent les seuls affleurements connus d'Aptien et de Cénomanien ce qui montre que la couverture crétacée a été préservée. Sa limite sud devait correspondre au versant sud des massifs du Barroux et de la Roque-Alric et vers le N la zone de relief ne devait pas dépasser le contact Trias-Oligocène visible du Dégoutaud à la route de Malaucène.

Rappelons d'autre part, que les sondages de la S.N.P.A. "groupe Drôme" de Villedieu et de Violes ont montré l'absence de dépôts oligocènes sous les plaines de l'Ouvèze et de l'Eygues, c'est-à-dire au N et à l'W immédiats du massif de Suzette. Ceci semble indiquer que l'Oligocène ne s'est déposé qu'à proximité du massif élevé post-éocène où il constitue une formation de piedmont.

L'érosion de ce massif a duré pendant tout l'Oligocène pour aboutir à un aplanissement général à la fin de cette période. L'épaisseur considérable de cette série laguno-continentale, qui atteint près de 1 000 m à Montmirail, indique une subsidence accentuée à cette époque ; ce phénomène est comparable à ceux observés dans toute la vallée du Rhône en bordure des chaînes subalpines.

CHAPITRE XX

PALEOGEOGRAPHIE DU MIOCENE

Il convient de distinguer le "Burdigalien" du reste de la série miocène car cet étage présente des facies très variés et permet une étude paléogéographique plus détaillée.

I. - LE "BURDIGALIEN"

Les affleurements du "Burdigalien" forment une auréole presque continue autour du massif de Suzette mais localement, à la terminaison de l'Arfuyen, sur le flanc occidental de l'anticlinal de Séguret et dans la région de Saint-Hippolyte, ses dépôts peuvent être très réduits ou même nuls.

Il existe de même, à l'intérieur du massif, plusieurs affleurements isolés de "Burdigalien" qui reposent sur différents termes de la série sous-jacente. Au sommet du rocher de Saint-Amand un témoin de molasse repose sur le Tithonique. Entre Saint-Amand et Suzette, le "Burdigalien" affleure en discordance sur des termes allant de l'Oligocène à l'Oxfordien ; quelques petits lambeaux sont même visibles sur le Trias. Dans la région du Barroux plusieurs petits lambeaux de molasse reposent soit sur l'Oligocène, soit sur le Crétacé inférieur. Enfin sur toute l'étendue du massif, et souvent très loin des affleurements connus du "Burdigalien", on trouve des blocs isolés et de petite taille de molasse calcaire ; ces blocs, reposant sur des formations de tous âges, se rencontrent à la fois sur les crêtes et sur les flancs des vallées, aussi pensons-nous qu'ils constituent des témoins plus ou moins transportés d'affleurement de "Burdigalien" aujourd'hui disparus.

Il est donc évident que la mer burdigalienne s'est étendue, progressivement d'ailleurs (cf. p. 169), sur tout le massif de Suzette à la suite de l'aplanissement général à la fin de l'Oligocène.

Cependant, bien que complètement immergé, le massif de Suzette devait présenter de nombreuses irrégularités de relief, hauts fonds et falaises sous-marines, qui se répercutent sur la nature des sédiments déposés. En effet, l'étude des affleurements du "Burdigalien" met en évidence de très nombreuses variations latérales de facies qui ne peuvent s'expliquer que par l'irrégularité des fonds.

Ce phénomène est particulièrement bien visible dans les régions suivantes :

- 1) Dans la région située entre la route de Beaumes de Venise-Lafare

et le Barroux et plus particulièrement au voisinage de Saint-Hippolyte, sur le versant sud du massif de la Roque-Alric, les sables helvétiques semblent venir transgresser directement le substratum crétacé au pied du massif, alors qu'il existe sur ce dernier des affleurements isolés de molasse burdigalienne, horizontaux ou plongeant faiblement vers la plaine.

En réalité, entre la base des sables helvétiques et le substratum, on trouve toujours une zone très mince, de quelques centimètres à 1 m 50, qui correspond à un "Burdigalien" particulier. Il s'agit d'une surface ferrugineuse plus ou moins rubéfiée accompagnée de poches conglomératiques, passant à une molasse calcaire ferrugineuse à stratification irrégulière ; les traces d'organismes lithophages sont très nombreuses. Par endroit seul subsiste le "sol durci" ferrugineux.

Ceci nous a conduit, au S du Barroux, à exagérer localement, sur la carte (cf. pl. I), l'importance à l'affleurement du "Burdigalien" dont l'épaisseur est voisine du mètre pour bien montrer la présence de cet étage entre l'"Helvétien" et le substratum ; par contre à Saint-Hippolyte, l'épaisseur de quelques centimètres est trop faible pour que le "Burdigalien" puisse être individualisé cartographiquement.

Pour expliquer cette réduction d'épaisseur totale ou presque totale du "Burdigalien" à la bordure sud du massif de la Roque-Alric-Barroux on peut penser que ce massif constituait au début du Miocène un haut fond bordé vers le S par une rupture de pente nette génératrice de courants sous-marins. Tandis que sur le haut fond lui-même se déposaient des sédiments côtiers représentés par une molasse calcaire à Pecten, Bryozoaires et Algues, les courants balayant le talus limitaient ou même interdisaient totalement la sédimentation et conduisaient à la formation d'un "sol durci" surmonté ou non par quelques centimètres de dépôts.

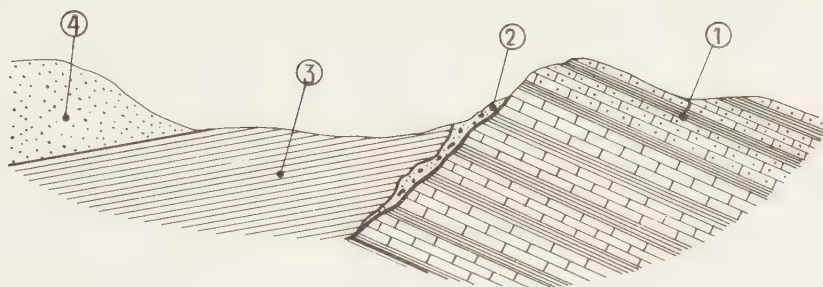
2) A l'E de Saint-Romain-en-Viennois les bancs de calcaires gréseux du Cénomanien forment une falaise qui domine vers l'W la plaine miocène de Saint-Romain et de Vaison*. Sur cette pente, qui sectionne à 90° les couches crétacées à faible pendage est, est plaquée une surface ferrugineuse rubéfiée associée à de minces dépôts de molasse calcaire, ferrugineuse et grossière, de facies burdigalien (fig. X) ; puis viennent, quasi horizontales, les marnes bleues de Faucon sous-jacentes aux sables helvétiques.

En se déplaçant vers le S, le "Burdigalien" d'abord représenté sous ce facies ferrugineux, se développe progressivement pour atteindre une trentaine de mètres d'épaisseur à Saint-Marcellin-les-Vaison, sous un facies classique de molasse calcaire à Pecten, Bryozoaires et Algues. L'épaississement et le passage au facies molassique normal débutent à la hauteur d'une faille NS qui affecte le Cénomanien à proximité de son contact avec le Miocène.

* Une description d'un phénomène analogue avait déjà été faite par P. Chapuis dans une région voisine, au lieu dit Bel Air à 1 km 5 au NW de Mollans (D.E.S. Labo. Géol. Grenoble 1953).

W

E



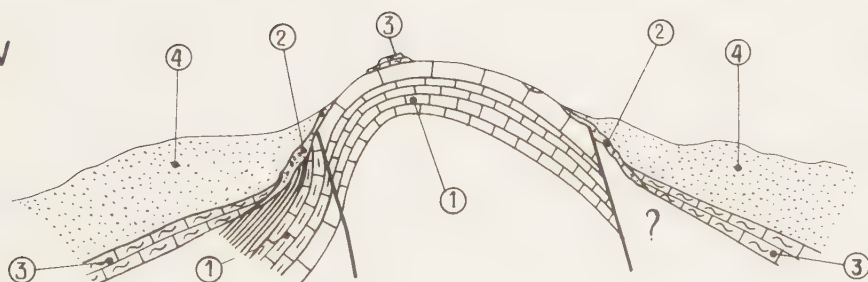
- ① — Calcaires gréseux et marnes sableuses du Cénomanien.
- ② — Surface ferrugineuse avec poches conglomératiques.
- ③ — Marnes bleues de Faucon: Burdigalien supérieur - Helvétien inférieur.
- ④ — Sables helvétiques.

Fig. n°X

COUPE DE LA BASE DU MIOCÈNE A L'E. DE ST. ROMAIN - EN VIENNOIS

W

E



- ① — Série Jurassique crétacée de la terminaison E. de l'Arfuyen.
- ② — Surface ferrugineuse avec poches conglomératiques.
- ③ — Molasse calcaire burdigalienne.
- ④ — Sables helvétiques.

Fig. n°XI

COUPE SCHÉMATIQUE DE L'ARFUYEN MONTRANT LES VARIATIONS DE FACIES DE LA BASE DU MIOCÈNE

Au N, dans la zone où le Cénomanien n'est pas faillé, ce dernier plonge vers l'E et forme une falaise qui domine le Miocène ; dans cette région le "Burdigalien" est réduit à une surface ferrugineuse. Tandis que plus au S, dès l'apparition de la faille ci-dessus, le Cénomanien de son compartiment ouest, qui est en contact avec le Miocène, plonge vers l'W d'une manière de plus en plus accusée du N au S, les pendages d'abord presque horizontaux atteignant rapidement plus de 10° ; dans cette zone où le Miocène plonge lui aussi vers l'W, c'est-à-dire, en conformité avec le Cénomanien malgré une discordance angulaire de plus en plus accusée vers le S, le "Burdigalien" est représenté par des dépôts de facies côtiers molassiques classiques.

Les faits ci-dessus démontrent le lien étroit existant entre la topographie des fonds au moment de la sédimentation et la nature des dépôts du "Burdigalien".

Notons que les marnes bleues de Faucon ont leur maximum de développement dans la zone où le facies burdigalien est le plus réduit et qu'elles diminuent progressivement d'épaisseur vers le S et ont même complètement disparues à Saint-Marcellin-les-Vaison où la dalle calcaire burdigalienne est la plus développée. La partie inférieure de ces marnes passe latéralement au facies ferrugineux de bordure que la présence d'Ostrea crassissima Lamk. permet, d'après la répartition régionale de ce Lamellibranche de rapporter au "Burdigalien" supérieur ; le passage latéral de la partie supérieure de ces marnes aux sables helvétiques est bien visible au N de Saint-Marcellin-les-Vaison. Les marnes de Faucon ont donc un âge "Burdigalien" supérieur - "Helvétique" inférieur.

Dans la région de Saint-Romain-en-Viennois il faut admettre l'existence d'une falaise burdigalienne immergée, génératrice de courants sous-marins d'abrasion contemporains des dépôts. La répartition des marnes de Faucon, qui suit étroitement celle du facies ferrugineux, montre que la zone balayée par des courants était très étroite, limitée sans doute au pied de la falaise, et qu'elle passait très rapidement à une zone de sédimentation calme et très fine.

3) Dans la région de l'Arfuyen le "Burdigalien" semble absent sur le pourtour oriental de l'anticlinal jurassique et c'est l'"Helvétique" qui paraît reposer directement sur le substratum secondaire.

Le "Burdigalien" n'est connu qu'au N et au S de la structure anticlinale où il forme les monoclinaux de Crestet et du col du Chaîne ; sur les flancs de l'anticlinal, on peut observer un biseautage rapide des assises burdigaliennes (col du Chaîne et Grange de la Font du Pommier) si bien que seul l'"Helvétique" borde le périclinal. Par ailleurs un lambeau de "Burdigalien" est visible sur le Tithonique et domine les sables helvétiques ; de même des blocs éboulés de "Burdigalien" se rencontrent fréquemment dans tout le massif de l'Arfuyen.

L'étude du contact "Helvétique" - Tithonique révèle l'existence d'une surface ferrugineuse rubéfiée identique aux précédentes. Dans cette zone

il faut admettre l'existence, au "Burdigalien", d'un relief immergé sur lequel cet étage s'est déposé normalement alors que sur les flancs assez raides des courants sous-marins le réduisaient à une surface d'érosion.

Comme dans la région précédente, ce relief est étroitement lié à la tectonique ante-miocène comme le montre la présence, sur les deux flancs de la structure jurassique, de deux accidents longitudinaux pyrénéo-provençaux, la faille de Saint-Amand-Arfuyen et l'accident d'Entrechaux-Beaumes de Venise. Au début du Miocène, le massif de l'Arfuyen se présentait comme un horst de faible amplitude sur lequel a transgressé la mer miocène.

Ici, aussi, le passage latéral des facies ferrugineux aux dépôts molassiques se place sur les accidents eux-mêmes et, en s'éloignant de ceux-ci, la molasse calcaire se développe et atteint rapidement une grande épaisseur pour former les monoclinaux burdigaliens de Crestet et de Malaucène (fig. XI).

Dans la plaine miocène d'Entrechaux les affleurements isolés de Jurassique supérieur-Berriasien correspondent eux aussi à des paléo-reliefs burdigaliens, ce qui se traduit par l'existence d'une surface ferrugineuse au contact des calcaires du Secondaire et des sables helvétiques (Photo 34).



Photo 34. Contact Miocène-Tithonique (a) le long de la route Malaucène-Entrechaux (b) surface ferrugineuse burdigalienne, (c) sables helvétiques.

4) Sur le flanc ouest de l'anticlinal de Séguret, entre Séguret et Gignondas, aucun affleurement de "Burdigalien" n'est observable entre l'Helvétique

et les calcaires de Vaison. Malgré la présence d'éboulis importants qui masquent le plus souvent le contact, il semble bien que l'"Helvétien" se superpose directement au substratum crétacé ; ce phénomène est d'ailleurs certain au S de Paillère près de la route de la tuilerie de l'Encieu.

Bien qu'aucune surface d'érosion ne soit visible en raison des mauvaises conditions d'observation, il ne semble pas possible d'en déduire une plus grande transgressivité locale de l'"Helvétien", par rapport au "Burdigalien" qui pourrait exister en profondeur. Par analogie avec les régions précédentes, il semble plus logique d'admettre que la lacune du "Burdigalien" résulte aussi d'une érosion durant la sédimentation.

Ces différents exemples montrent que le "Burdigalien", au moins en partie, correspond, suivant les points, autant à une phase de déréption sans terre émergée qu'à une période de sédimentation.

L'étude des exemples précédents peut conduire à penser que le faciès de molasse calcaire à Pecten, Bryozoaires et Algues du "Burdigalien" représente des dépôts côtiers dont la localisation est limitée à des zones littorales de hauts fonds de faible extension. Ce "trottoir" à Algues est en effet fréquemment limité, vers le large, par une rupture de pente, bien marquée, qui se traduit par une zone sans dépôt caractérisée par une surface ferrugineuse et rubéfiée. En contre-bas de ces reliefs on peut se demander si le "Burdigalien" n'est pas toujours représenté par des faciès sableux analogues à ceux de l'"Helvétien" ou plus localement par des faciès marneux comme cela est visible dans les régions de Saint-Hippolyte-Le Barroux ou de Saint Romain-en-Viennois.

Dans ce cas on est amené à penser que la distinction "Burdigalien" - "Helvétien" est purement lithologique, du moins pour la partie inférieure des sables dits helvétiques et que l'"Helvétien" inférieur doit passer latéralement à la molasse calcaire "burdigalienne" qui serait localisée tout à fait en bordure du littoral de l'époque (J. Flandrin et G. Demarcq).

Pour nous, si nous admettons qu'un tel schéma est sans doute très fréquent, nous ne pensons pas qu'il constitue une règle générale. En effet, la S. N. P. A. "groupe Drôme" a effectué plusieurs forages dans la plaine miocène d'Orange, (Villedieu, Violes et Bouchet à 17 km au NW de Vaison) qui ont tous montré l'existence d'un "Burdigalien" calcaire à la base du Miocène. Il faut remarquer que le faciès est nettement plus détritique que celui observé en bordure du massif de Suzette, mais les Bryozoaires et les Algues y sont cependant fréquents. Il est bien évident que ces forages ont été implantés sur des structures anticlinales secondaires qui ont pu constituer des points hauts plus ou moins étendus au moment du dépôt du Miocène ; il est donc difficile d'affirmer que le "Burdigalien" est partout représenté par ces calcaires gréseux.

Nous pensons quant à nous que la répartition des différents faciès du "Burdigalien" est sans doute complexe et est étroitement liée à la topographie du substratum au moment de la transgression du Miocène. L'étude du

seul massif de Suzette montre combien de faibles variations du relief du fond de la mer sont suffisantes pour influencer la nature des dépôts burdigaliens : molasse calcaire à Pecten, calcaires plus ou moins gréseux, sables plus ou moins argileux, marnes etc... Nous pensons donc que si la molasse calcaire à Algues et Bryozoaires était principalement localisée dans les zones littorales, de nombreuses récurrences de ce facies, avec des apports détritiques plus ou moins importants, peuvent exister dans de nombreuses régions du bassin miocène de la vallée du Rhône, même relativement loin des rivages. Quant aux facies sableux ou marneux ils doivent être localisés dans les dépressions séparant les reliefs ci-dessus. Seuls de nombreux sondages permettraient de dresser une carte paléogéographique donnant la répartition exacte des différents facies de la base du Miocène.

La faune recueillie (*Ostrea crassissima* Lamk. et *Chlamys* sp.) et les corrélations latérales avec les régions où la série est complète indiquant que les affleurements de "Burdigalien" des zones précédentes, ainsi que les lambeaux isolés à l'intérieur du massif, (Saint-Amand, N de Suzette et région du Barroux) ne représentent que le sommet de la série et constituent l'équivalent latéral de la barre terminale à Pecten, Bryozoaires et Algues de la coupe de Vacqueyras (pl. 5, log.8).

Sur le pourtour du massif de Suzette il y a donc suivant les points, lacune tantôt de tout le "Burdigalien", là où ce dernier est réduit à une surface ferrugineuse, tantôt du "Burdigalien" inférieur qui n'est représenté que localement en bordure du massif dans les régions de Vacqueyras, Séguret, Crestet et de l'W de Malaucène. Ceci semble montrer que la transgression burdigalienne s'est effectuée très progressivement et n'a recouvert, en totalité, le massif de Suzette qu'à la fin de cet étage. Le fait, qu'il soit possible de mettre en évidence localement des phénomènes de déreption sans terre émergée au moment où tout le massif de Suzette était recouvert par la mer burdigalienne, montre simplement, qu'à cette époque, il subsistait encore des reliefs sous-marins suffisants pour influencer la nature des dépôts.

A cette période, l'érosion de la couverture des terrains secondaires du massif de Suzette était déjà très prononcée puisque le "Burdigalien" terminal transgresse localement jusque sur l'Oxfordien au N de Suzette. Dans cette même région, le "Burdigalien" semble reposer sur le Trias mais l'allure fractionnée des affleurements de molasse empêche d'être affirmatif ; comme d'autre part le Trias était connu en surface dès avant le dépôt de l'Oligocène, l'absence de blocs triasiques dans les conglomérats de base du Miocène* semble indiquer :

- Soit que le Trias, bien qu'affleurant au moment des dépôts burdigaliens, ne formait pas de reliefs suffisants, pour que ses constituants les plus résistants, c'est-à-dire les calcaires dolomitiques et les dolomies, aient pu être attaqués par l'érosion.

* Ed. Savoyat (33), p. 51 et 71, signale des blocs triasiques dans le conglomérat de la base du Burdigalien à proximité du Trias de Propiac dont la mise en place est contemporaine de celui de Suzette.

- Soit que la zone basse du diapyr triasique était encore recouverte au Miocène inférieur par les puissants dépôts oligocènes alors que le reste du massif, non recouvert par l'Oligocène mais déjà érodé jusqu'à l'Oxfordien, était progressivement transgressé par la mer burdigalienne.

Il reste à étudier les causes de l'irrégularité des fonds sous-marins du "Burdigalien". Il ne faut pas oublier que les dépôts de cet étage se sont toujours produits dans des eaux très peu profondes à proximité d'un rivage, c'est-à-dire, dans une zone extrêmement sensible, quant à la nature des dépôts, à toute influence épirogénique ou orogénique si faible soit-elle en durée ou en amplitude.

Les reliefs sous-marins du "Burdigalien" sont sans doute liés à l'existence d'une phase orogénique relativement peu importante entre l'Oligocène et le "Burdigalien" ; la discordance entre ces deux formations n'est, en effet, sensible que localement à l'W du Barroux où un lambeau de molasse repose sur l'Oligocène avec une discordance de 25°, au col du Chaîne où l'Oligocène plissé est recouvert par le "Burdigalien" monoclinale et au N du Cron où un synclinal oligocène est surmonté en discordance par la molasse.

Il est possible que cette phase orogénique ait donné naissance à des reliefs suffisamment importants pour subsister en partie sous la mer burdigalienne malgré une érosion active post-oligocène et ante-burdigalien terminal, époque du maximum de transgressivité. L'intensité de l'érosion est démontrée par le pourcentage élevé des apports détritiques dans les sédiments burdigaliens.

De plus, on peut penser qu'après la phase tectonique post-oligocène, ou première phase alpine, elle-même génératrice probable de légers reliefs, le "Burdigalien" représente une période d'instabilité marquée par une série de petits mouvements orogéniques et épirogéniques.

Cette instabilité se traduit par des variations très fréquentes des faciès burdigaliens. Le conglomérat de base est plus ou moins développé ou même absent suivant les points. On peut de même observer fréquemment des passages latéraux de la molasse calcaires à des marnes (E. de Vacqueyras et Saint-Romain) ou à des marnocalcaires (Séguret). En outre, les variations d'épaisseur sont très brutales, la série pouvant passer de moins d'un mètre à plus de 100 m de puissance. Il faut remarquer qu'il n'existe aucun lien entre ces variations de faciès et la nature lithologique du substratum.

C'est seulement à partir du "Burdigalien" terminal que le massif de Suzette devient une zone stable. La transgression s'étend sur tout l'ensemble du massif et la sédimentation devient continue jusqu'à la fin du Vindobonien.

II. - LE "VINDOBONIEN" ET LE "PONTIEN"

Le "Vindobonien" inférieur, ou "Helvétien", affleure sans discontinuité sur le pourtour du massif de Suzette et repose sans discordance sur le

"Burdigalien". Le "Vindobonien" supérieur, ou "Tortonien" et le "Pontien" ne sont connus qu'au N du massif entre l'Ouvèze et l'Eygues.

1) Le "Vindobonien".

Il débute par l'"Helvétien" qui est représenté par un facies très monotone de sable et grès sableux roussâtres très mal stratifiés avec quelques passées irrégulières plus marneuses ; cet ensemble correspond à des dépôts marins peu profonds de comblement.

La stratification est irrégulière et présente même souvent des phénomènes de stratification oblique ou entrecroisée ; ceci indique que les dépôts, bien que marins, se sont produits dans des zones peu profondes proches sans doute des rivages et qu'ils traduisent surtout un mode d'alimentation presque exclusivement détritique par apports rythmiques des produits de destruction de reliefs importants de la fin de l'Oligocène et du "Burdigalien". Le très fort pourcentage du quartz dans les sédiments helvétiques permet de penser que ces reliefs étaient sans doute localisés à l'emplacement actuel du Massif Central.

Il faut noter, disséminées à l'intérieur de cette série et plus particulièrement à la base (Beaumes de Venise et Malaucène) et au sommet (N de Vaison), des récurrences de facies burdigaliens, c'est-à-dire, des niveaux de molasse calcaire, de microconglomérat calcaire mais avec un pourcentage gréseux et ferrugineux important ; ils représentent des dépôts locaux plus côtiers mais "salis" par les apports détritiques.

Le "Vindobonien" se termine par un épisode de dépôts marneux dans lesquels l'apport détritique est beaucoup plus faible ; ce sont les marnes grises un peu sableuses à huîtres du "Tortonien". Ces dépôts qui correspondent à une sédimentation très fine dans des eaux peu profondes et calmes, représentent le dernier épisode marin du Miocène.

2) Le "Pontien".

Les marnes tortoniennes passent progressivement à des sables et des marnes grises presque azoïques (rares Helix, Limnées et Planorbes) lacustres et continentaux. Ce premier ensemble est surmonté par des argiles rouges renfermant d'énormes masses de cailloutis et de galets qui représentent le sommet du Miocène.

La régression amorcée au sommet du "Tortonien", s'accroît au cours du "Pontien", qui se termine par une émergence générale du massif de Suzette. Cette période est caractérisée par des dépôts continentaux fluviolacustres et les apports importants de galets et cailloutis indiquent sans doute un régime torrentiel accentué à proximité des affleurements actuels. Signalons que cette émergence générale est propre non seulement au massif de Suzette mais aussi à l'ensemble de Chaînes subalpines.

La série continentale déborde largement sur le "Vindobonien" de Saint-Roman de Malegarde, Buisson et Villedieu ; cette légère discordance cartographique est la trace de mouvements épirogéniques faibles, précurseurs de la deuxième phase alpine située entre le Miocène et le Pliocène.

En conclusion, l'étude paléogéographique du Miocène montre que cette période correspond à un cycle de sédimentation complet caractérisé par une transgression progressive de la mer burdigalienne liée à une instabilité faible, puis par une sédimentation marine constante depuis le "Burdigalien" supérieur jusqu'à la fin du "Vindobonien" et enfin par une régression et une émergence progressive à la fin du "Tortonien" et au cours du "Pontien".

CHAPITRE XXI

PALEOGEOGRAPHIE DU PLIOCENE

Les affleurements du Pliocène sont très réduits et localisés en contre-bas du Miocène dans les vallées de l'Eygues et de l'Ouvèze. Il s'agit de dépôts marins marneux du Plaisancien plaqués au pied des collines miocènes sur la bordure des vallées.

Les mouvements tectoniques au cours de la seconde phase alpine, située entre le Miocène et le Pliocène, se sont traduits par une surrection générale du massif de Suzette ; en particulier, on peut penser que dès cette période la couverture miocène du N de Vaison, formait déjà un plateau important. L'érosion consécutive des mouvements orogéniques s'est traduite, en bordure du massif de Suzette, par le creusement de grandes vallées dans lesquelles la mer plaisancienne, transgressive, s'est avancée plus ou moins loin suivant les points.

Il est remarquable que ces bras de mer coïncident avec les grandes vallées actuelles, c'est-à-dire, avec la vallée du Rhône et, à une moindre échelle, dans le massif de Suzette, avec celles de l'Eygues et de l'Ouvèze ; ceci indique que le réseau hydrographique actuel résulte, en grande partie, d'un modelé ante-pliocène peu différent de celui qui est observable à notre époque.

La nature des dépôts plaisanciens, marnes grises à huîtres, souvent micacées et un peu sableuses, indique une sédimentation fine dans une mer calme et peu profonde ; notons que les apports détritiques n'étaient pas négligeables.

QUATRIEME PARTIE

AGE DES MOUVEMENTS ET HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU MASSIF DE SUZETTE

Cette dernière partie reprend les faits énoncés dans la description tectonique et dans l'étude paléogéographique pour retracer l'histoire géologique du massif de Suzette. Nous tenterons d'y indiquer l'hypothèse la plus vraisemblable pour expliquer la mise en place du Trias.

L'étude des mouvements tectoniques et des données paléogéographiques ne permet pas de reconstituer l'histoire du massif de Suzette à une époque antérieure au Crétacé inférieur. La série jurassique n'affleure, en effet, que partiellement et sa partie visible se présente sous un faciès dauphinois typique sans qu'il soit possible de mettre en évidence des caractères propres au massif de Suzette. D'autre part, aucune discordance n'est observable entre le Jurassique supérieur et la base du Crétacé.

CHAPITRE XXII

LE MASSIF DE SUZETTE AU CRETACE

Dès le Crétacé inférieur le massif de Suzette s'individualise à la jonction de la fosse vocontienne caractéristique des Baronnies et du massif du Ventoux où se développera, au cours du Barrêmo-Bédoulien, le facies urgonien ; du Valanginien au Bédoulien la région de Suzette est affectée par des variations de facies importantes qui se traduisent par l'existence à l'emplacement du massif de Gigondas d'un golfe vocontien, orienté SW-NE et bordé par deux zones de moindre profondeur sur lesquelles se sont déposés les facies de transition à l'Urgonien. Ces deux zones correspondent au Pays de Vaison au NW et au massif du Barroux au SE.

Le passage latéral des facies pré-urgoniens au facies urgonien franc s'observe près du lac du Paty, sur la bordure orientale du massif du Barroux ; de même les résultats du sondage de Villedieu montrent que les "calcaires de Vaison" passent à l'Urgonien au N de Vaison. D'autre part, les résultats des études sismiques et des sondages électriques, effectués par la S. N. P. A. "groupe Drôme" dans les plaines mio-quaternaires de Carpentras et de l'Ouvèze, conduisent à penser que l'Urgonien est largement développé, en bordure du massif de Suzette, sous la couverture miocène. On peut donc estimer, qu'au Barrêmo-Bédoulien, le golfe de Gigondas représentait la terminaison occidentale de la fosse vocontienne.

Ces variations de facies résultent sans doute de déformations orogéniques embryonnaires ante-valanginiennes. Nous avons vu précédemment que la fréquence des niveaux de pseudo-microconglomérats, ainsi que l'existence locale de facies côtiers dans la région du Cron, traduit une certaine instabilité des fonds sous-marins au cours du Berriasien ; aussi pensons-nous, que ces premiers mouvements tectoniques datent de cette période. Ces mouvements ont dû se traduire par l'existence de deux zones de faiblesse tectonique parallèlement aux rebords sud-ouest et nord-est du fossé vocontien. Au cours des phases orogéniques ultérieures, ces deux zones donneront naissance aux grands accidents de bordure du massif de Gigondas, c'est-à-dire, à la flexure de la troisième Dentelle au NW et à l'accident d'Entrechaux Beaumes au SE.

On peut aussi penser que les variations de facies du Crétacé inférieur alignées suivant des directions parallèles aux zones de faiblesse ci-dessus, ainsi que la subsidence accentuée sur les rebords du fossé vocontiens, ont facilité, au cours des phases orogéniques ultérieures, la création des grands accidents de bordure du massif de Gigondas.

De même, l'existence de la phase embryonnaire ante-valanginienne et la répartition des facies vocontiens et des facies urgoniens ou pré-urgoniens permet d'expliquer l'opposition existant entre le style des plis aigus du massif de Gigondas, analogue à celui des Baronnies, et celui plus calme du Pays de Vaison et du Ventoux.

La présence du Gargasien, sous un facies vocontien analogue à celui des Baronnies, uniquement dans la moitié nord du massif de Suzette, ainsi que la lacune de la totalité ou de la plus grande partie de l'Albien suivant les points conduit à supposer une émergence partielle du massif à la fin du Crétacé inférieur. Cette hypothèse est très vraisemblable car, à cette époque, une grande partie du Ventoux et de la Montagne de Lure était aussi émergée comme le montre, en de nombreux points, la lacune complète du Gargasien et de l'Albien.

La transgression du Cénomanien sur le Crétacé inférieur, jusque sur le Valanginien inférieur au N de Séguret, montre que cette émergence est due à une phase orogénique, peu intense sans doute, ante-cénomanienne. L'érosion au cours de cette période d'émergence fut sans doute importante puisque localement plus de 500 m de Crétacé inférieur ont été enlevés.

Les faits ci-dessus permettent de déterminer avec précision les effets de la phase ante-cénomanienne. La discordance angulaire faible séparant le Cénomanien des assises antérieures ainsi que la concordance de plissements du Cénomanien et du Crétacé inférieur, au cours des mouvements ultérieurs, permet de penser que la phase ci-dessus s'est traduite par des plis peu accentués de faible amplitude mais a conduit à la création de reliefs importants durant la période d'émergence ante-cénomanienne. Ceci souligne la différence existant entre la notion de formation de plis et la notion d'orogénèse ainsi que leur indépendance relative au cours des mouvements tectoniques.

Malgré l'absence presque totale de l'Albien dans tout le massif de Suzette, on peut, cependant, dater avec suffisamment de précision cette phase tectonique ; la présence quelques niveaux albiens à la base du Cénomanien de Crestet montre que les mouvements orogéniques ont dû se produire entre le Gargasien et l'Albien et sans doute se poursuivre durant une partie de cet étage. Notons que cette phase est contemporaine de la formation de l'isthme durancien.

Ces mouvements tectoniques se sont traduits dans le massif de Suzette par une première amorce du dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon, du Pays de Vaison et du massif de Gigondas. Aucun argument ne permet de penser que le Trias a réagi d'une manière particulière au cours de cette phase orogénique.

Après la transgression du Cénomanien, qui s'accompagne de sédiments détritiques à fort pourcentage de grains de quartz d'origine lointaine (Massif Central), les facies rouges continentaux dutoit du Cénomanien du Ventoux et l'absence de termes plus élevés dans tout le massif de Suzette et ses pour-tours immédiats conduisent à admettre une émergence de cette région de bordure des Chaînes subalpines.

CHAPITRE XXIII

LE MASSIF DE SUZETTE AU TERTIAIRE

C'est au cours de cette période que le massif de Suzette a acquis sa structure géologique actuelle par suite de l'action conjuguée de trois phases tectoniques importantes : d'abord entre l'Eocène et l'Oligocène (phase pyrénéo-provençale), puis entre l'Oligocène et le "Burdigalien" (première phase alpine) et enfin entre le Miocène et le Pliocène (deuxième phase alpine).

1) Le massif de Suzette à l'Eocène et à l'Oligocène

Comme nous l'avons indiqué au cours de l'étude paléogéographique, il devait exister à la fin de l'Eocène, un massif élevé à l'emplacement actuel d'une zone allant du massif de Gigondas au pied du Ventoux. Ce massif fut démantelé au cours de l'Oligocène et fournit aux dépôts de cet âge la majeure partie de leurs éléments. Son érosion fut intense puisque localement l'Oligocène repose jusque sur le Jurassique supérieur ; au SE de Suzette et dans la région du Barroux à Champ Paga l'Oligocène repose en discordance sur les terres noires oxfordiennes. Rappelons aussi, qu'au S de Suzette deux affleurements d'Oligocène sont visibles sur le Trias mais leur trop grande dislocation ne permet pas d'affirmer qu'ils représentent une superposition normale par discordance.

D'autre part, la discordance entre l'Oligocène et le substratum secondaire est toujours très marquée, le premier se présentant en série monoclinale ou peu plissée reposant sur des terrains crétacés et plus rarement jurassiques aux plis bien accentués.

Les faits ci-dessus impliquent une phase orogénique pyrénéo-provençale intense. Ses conséquences furent très importantes et on peut penser que dès cette époque, la structure géologique du massif de Suzette était très proche de celle observable actuellement.

L'antériorité à l'Oligocène des failles de Crillon le Brave et du chevauchement de Sainte-Baudile, qui se traduit par un léger chevauchement du massif de Suzette sur le Ventoux, montre que dès cette époque les deux régions précédentes constituaient déjà deux unités structurales nettement différenciées.

De plus, la formation du massif de Gigondas doit être attribuée aux mouvements pyrénéo-provençaux comme le montrent d'une part, la discordance importante existant entre l'Oligocène et les séries crétacées et jurassiques du Cirque de Saint-Amand et de la région de Gigondas et d'autre part,

l'antériorité à l'Oligocène du chevauchement de la Pause et de l'accident d'Entrechaux-Beaumes de Venise qui n'affecte pas la série oligocène du flanc sud de l'Arfuyen. De même la formation des massifs du Barroux et de la Roque-Alric dont les plis sont nettement discordants par rapport à l'Oligocène doit être considérée comme une conséquence de la phase pyrénéo-provençale.

D'autre part, nous pensons que la grande flexure de la troisième Dentelle, la faille de Saint-Amand-Arfuyen (et ses prolongations occidentales, dans le massif de Gigondas) ainsi que la structure faillée de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon (dont les accidents sont dans le prolongement de la faille de Saint-Amand-Arfuyen), ont dû se former également au cours des mouvements ante-oligocènes. En effet, ces accidents, d'un âge ante-miocène certain, constituent des traits structuraux dominants du massif de Suzette. Bien que l'on ne puisse étudier leurs rapports avec l'Oligocène, réduit actuellement à des affleurements très locaux par suite d'une érosion intense postérieure à son dépôt, il ne paraît pas possible d'admettre qu'ils résultent de la première phase alpine dont, comme nous le verrons ultérieurement (cf. p. 182), le rôle dans l'orogénèse de Suzette fut assez faible.

La direction des plissements résultant de la phase pyrénéo-provençale est en général NE-SW, en particulier dans le massif de Gigondas, et plus rarement E-W ; ce fait montre que le massif de Suzette constitue une unité structurale indépendante car en général dans les régions voisines des Baronies et du Ventoux les plissements ante-oligocènes sont orientés suivant une direction E-W.

C'est à cette phase pyrénéo-provençale qu'il faut attribuer la première et principale extrusion diapyrrique du Trias.

L'argument principal en faveur d'une telle hypothèse est l'existence de quartz bipyramidés triasiques remaniés dans les niveaux de base de l'Oligocène, ce qui indique que le Trias affleurerait au moment du dépôt de ce dernier.

De plus, l'étude des rapports du Trias et de l'Oligocène confirme aussi cette hypothèse ; bien que dans le détail les contacts soient toujours anormaux, partout l'Oligocène repose structuralement sur le Trias. En dehors des zones de contact broyées très minces, l'Oligocène est monoclinale ou très peu plissé, même très près du Trias, et est affecté de pendages qui traduisent une superposition normale par discordance. Il paraît impossible que le Trias se soit mis en place postérieurement à l'Oligocène sans l'affecter, sinon sur quelques mètres, alors qu'il perturbe toujours le Crétacé ou le Jurassique sur plusieurs dizaines de mètres, à tel point que les strates entièrement mylonitisées ne peuvent plus être reconnues.

La mise en place du Trias avant l'Oligocène explique la présence de plusieurs lambeaux de ce dernier sur la masse triasique ; l'allure structurale confuse de ces témoins doit être attribuée au rejeu du diapyr au cours des phases alpines.

L'étude de la terminaison du Trias au S de Gigondas permet aussi de penser que la mise en place de ce dernier est antérieure à l'Oligocène. Le contact du Trias et de l'Oligocène, qui est anormal sur la majeure partie de son étendue où il correspond à une zone de broyage et de torsion de quelques mètres d'épaisseur, passe en continuité à un contact normal de recouvrement par discordance de l'Oligocène sur le Crétacé inférieur au S de la Pause. Avant le Miocène, l'Oligocène devait reposer normalement sur le Trias et sur le Crétacé inférieur mais au cours des phases alpines la nature très plastique du Trias a fait qu'il a rejoué facilement et suffisamment pour anormaliser son contact avec l'Oligocène.

Enfin, la formation au cours de la phase pyrénéo-provençale du massif de la Roque-Alric, confirme elle aussi l'hypothèse de la mise en place du Trias avant le dépôt de l'Oligocène. Nous avons vu précédemment (cf. p. 126) que la disparition du Trias sous le massif, ainsi que la dislocation intense et la mylonitisation fréquente des calcaires du Berriasien et du Jurassique supérieur, montre que le massif de la Roque-Alric est un témoin, épargné par l'érosion, de la couverture jurassique-crétacée du Trias ; ce témoin a été soulevé et broyé au moment de la formation du diapyr. Nous avons vu de même que le Trias doit être considéré comme responsable de la forte poussée vers le S qui se traduit par la flexure néocomienne du versant sud du massif (cf. pl. 12). Or l'étude de la terminaison orientale du massif montre que les plis très accentués qui affectent le Jurassique et le Crétacé inférieur sont recouverts en discordance par l'Oligocène.

L'hypothèse d'une première mise en place du Trias au cours de la phase pyrénéo-provençale étant admise, il faut rechercher le facteur tectonique qui a permis cette percée diapyrique.

A notre avis, les traits structuraux dominants résultant des mouvements ante-oligocènes sont la grande flexure de la troisième Dentelle, qui se place sur le rebord nord-ouest du fossé vocontien de Gigondas, et l'accident d'Entrechaux-Beaumes de Venise, qui se place sur le rebord sud-est de ce même fossé ; rappelons que l'existence de l'accident ci-dessus, bien que les affleurements des séries oligocènes et surtout miocènes gênent très souvent sa mise en évidence, nous paraît certaine pour les raisons indiquées précédemment (p. 110 et 111).

Il nous paraît vraisemblable d'admettre que le Trias a emprunté cette ligne tectonique privilégiée, qui correspond à la zone de plus grande faiblesse tectonique dès la phase orogénique embryonnaire ante-valanginienne, au cours de sa mise en place. En effet le contact très rectiligne du Trias et de l'Oxfordien le long de la route Lafare-Suzette est parallèle et très près du passage théorique de cet accident dans cette zone.

De plus, c'est dans cette région que la remontée diapyrique a été la moins intense puisque le Trias y est en contact avec les terrains les plus anciens, c'est-à-dire, avec l'Oxfordien de Lafare. D'autre part, c'est dans cette zone que se situe le seul affleurement broyé de Sinémurien calcaire à l'endroit où le Trias recoupe l'anticlinal oxfordien de Lafare.

En conclusion, la phase pyrénéo-provençale semble être la phase orogénique majeure du massif de Suzette. Dès cette époque ante-oligocène le massif de Suzette forme une unité tectonique distincte du Mont Ventoux et à proximité de la terminaison orientale du Trias l'accident de Sainte-Baudile traduit même un léger chevauchement du compartiment de Suzette sur le Ventoux. La formation du massif de Gigondas, de la Roque-Alric, dont la complexité est liée au Trias, du Barroux et aussi de la structure faillée de Saint-Romain-en-Viennois s'est produite au cours de cette phase orogénique.

Cependant l'absence de blocs triasiques dans les conglomérats et brèches de base de l'Oligocène montre que, à cette époque, le Trias n'affleurerait que d'une manière réduite et qu'il était sans doute localisé dans des dépressions. On est donc amené à penser que, si dès l'Oligocène la structure du massif de Suzette était voisine de celle observable actuellement, son aspect morphologique était par contre fort différent.

La nature continentale ou lacustre des dépôts oligocènes montre que durant cette période la plus grande partie du massif de Suzette, et plus principalement sa moitié sud, était émergée. Le fort pourcentage des éléments détritiques dans les sédiments montre que l'Oligocène fut surtout alimenté par les produits de destruction du massif et la localisation de ses affleurements uniquement au pied de ce même massif indique que l'Oligocène constitue une formation de piedmont.

2) Le massif de Suzette au Miocène

A cette époque, le massif de Suzette est influencé par deux phases tectoniques d'intensité très inégales.

1) La première phase alpine ante-miocène.

Les mouvements résultant de cette phase furent sans doute peu intenses car le "Burdigalien" ne repose en discordance sur l'Oligocène que localement, au col du Chafne, au N du Cron et à l'W du Barroux. Partout ailleurs le "Burdigalien" repose en concordance au moins apparente sur l'Oligocène ; ceci est particulièrement bien visible entre Gigondas et Beaumes de Venise, au N de Caromb et à l'W-SW de Malaucène.

Cependant cette première phase alpine s'est traduite par des rejeux plus ou moins accentués des plissements et accidents pyrénéo-provençaux ; ceci est particulièrement bien visible dans le massif de Gigondas comme le montrent la faille du ravin de Suzette et celle du flanc nord du Cron qui sont l'une et l'autre des accidents post-oligocènes mais ante-burdigaliens. On doit de même admettre un rejeu des accidents de bordure du massif de l'Arfuyen, c'est-à-dire, de la faille de Saint-Amand-Arfuyen et de l'accident d'Entrechaux-Beaumes, pour expliquer les variations de facies du "Burdigalien" observables sur les flancs de ce massif.

De plus, dans la région de Saint-Martin, le Trias, qui entraîne avec lui une masse importante de "terres noires" chevauchante sur le Crétacé

inférieur du flanc sud de Saint-Amand, disparaît sous le "Burdigalien" du N de Suzette (cf. p. 126). Ceci indique un rejeu local important du Trias au cours de la première phase alpine. On peut d'ailleurs penser, bien que le contact du Trias et de l'Oligocène soit anormal dans cette zone, que cette poussée s'était sans doute déjà amorcée au cours de la phase pyrénéo-provençale et que le rejeu post-oligocène n'a fait que l'accentuer.

D'autre part, la forte discordance observable entre le "Burdigalien" et le Crétacé du Pays de Vaison conduit à penser que la formation de cette région se place aussi au cours de la première phase alpine. L'orientation NS des plis et accidents renforce cette hypothèse car elle correspond à une direction alpine dans l'ensemble des Chaînes subalpines. Il faut noter que la terminaison sud de la faille de Cheval Long-Mars recoupe le chevauchement pyrénéo-provençal de la Pause ce qui confirme l'âge alpin des plis des accidents nord-sud de cette région. On doit de même admettre un rejeu de la structure de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon au cours de la même phase comme le montre, en plus de la discordance entre le "Burdigalien" et le Cénomanién, le lien étroit existant entre la faille du N de Saint-Marcellin les Vaison et la nature des dépôts du "Burdigalien".

Le "Burdigalien" correspond à une période de transgression progressive puisque c'est seulement à la fin de cet étage que la mer s'est étendue sur l'ensemble du massif de Suzette. Durant cette période terminale, les variations de facies du "Burdigalien" supérieur, réduit localement à une surface d'érosion ferrugineuse, montrent qu'il subsistait des reliefs immergés dus à l'action de la première phase alpine mais aussi à de petits mouvements orogéniques et épirogéniques durant le "Burdigalien".

2) La seconde phase alpine post-miocène.

Entre le Miocène et le Pliocène se place une dernière phase tectonique nettement plus intense qui se traduit par des pendages marqués dans le "Burdigalien", de l'ordre de 30 à 40° en moyenne. Ces pendages donnent au massif de Suzette s. str. et à la structure de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon des formes de dômes dont les cœurs érodés montrent la complexité sous-jacente. Il faut signaler que localement le "Burdigalien" est vertical et même déversé en particulier à Beaumes de Venise, Gigondas, Séguret et Crestet. Il faut remarquer que les fortes déformations du Miocène sont étroitement localisées en bordure des massifs formés au cours des phases orogéniques antérieures ; cela indique que cette seconde phase alpine s'est principalement traduite par des rejeux plus ou moins verticaux de grands ensembles.

Cette deuxième phase alpine se traduit aussi par un rejeu des grands accidents du massif de Gigondas. La faille de Saint-Amand-Arfuyen décroche le Burdigalien de Suzette par rapport à celui de la Crête de Saint-Amand et l'accident d'Entrechaux-Beaumes affecte le Miocène au NE de ce village.

La forme structurale actuelle du Pays de Vaison et de l'anticlinal de Séguret, déjà amorcée au cours des mouvements ante-miocènes, doit être attribuée à cette phase tectonique.

C'est au cours de cette phase que doit se placer un rejeu important du Trias, donnant son aspect actuel au massif de Suzette. Entre Beaumes et Gigondas ce rejeu se traduit par une accentuation du diapyr qui se présente sous la forme d'une lame étroite qui recoupe la bordure occidentale des Dentelles de Gigondas. Ce rejeu se traduit par une zone de broyage et d'éirement à la base de l'Oligocène et par un léger déversement du Trias sur les "terres noires" oxfordiennes. C'est aussi au cours de ces mouvements que l'Oligocène de Montmirail a été redressé, ce qui se traduit par des pendages compris entre 70 et 90°.

C'est aussi à cette phase qu'il faut attribuer la digitation triasique du S de Gigondas ; se raccordant à la masse principale du Trias à l'E de Dardel, cette digitation recoupe à l'emporte-pièce le chevauchement pyrénéo-provençal du S de la Pause. Par analogie avec les faits ci-dessus, on peut rapporter aux mouvements alpins, la mise en place du pointement triasique qui recoupe les replis du flanc sud de l'Arfuyen.

Au N immédiat de Beaumes-de-Venise, on peut observer un rejeu important du diapyr qui recoupe en biais tout l'Oligocène et vient finalement au contact du Burdigalien vertical et même légèrement déversé près de la carrière de gypse de Beaumes de Venise.

Dans la moitié orientale du massif de Suzette, on observe un rejeu plus intense du Trias, ce qui entraîne l'existence d'un contact anormal entre ce dernier et l'Oligocène par soulèvement et broyage ; de même ce rejeu doit être responsable des fréquents déversements de peu d'amplitude du Trias sur les marnes noires oxfordiennes qui sont visibles le long de la route Lafare-Suzette et au carrefour des routes Malaucène-Le Barroux et Malaucène-Caromb.

Le rejeu triasique a dû accentuer la dislocation et le broyage du massif de la Roque-Alric conduisant à une indépendance relative des différents éléments ; l'Oxfordien se présente en effet sous la forme de lambeaux extrêmement froissés et plissotés qui ont été arrachés au substratum par le Trias. De même la série du Jurassique supérieur calcaire et du Berriasien est fractionnée en de nombreux panneaux isolés.

Enfin le rejeu du Trias se traduit par la tectonisation des lambeaux oligocènes qui affleurent sur la masse diapyrique au S de Suzette.

La seconde phase alpine bien qu'intense et entraînant un rejeu important du Trias ne doit cependant pas être considérée comme la phase majeure du massif de Suzette (phase pyrénéo-provençale). Son action est limitée à un réajustement des lignes tectoniques préexistantes avec le plus souvent un rejeu suffisamment intense pour masquer presque totalement le rôle des phases orogéniques antérieures. Ce phénomène explique qu'A. F. de Lapparent lui ait attribué à tort un rôle majeur dans la formation du massif de Suzette et plus particulièrement dans la mise en place du Trias*.

* A. F. de Lapparent (28), p. 14 et 15.

CHAPITRE XXIV

CADRE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE SUZETTE

La situation du massif de Suzette sur la bordure occidentale des Chaînes subalpines, dans la zone de passage des facies vocontiens à des facies infra-urgoniens puis urgoniens, explique sa grande complexité tectonique. Ces zones de variations correspondent, en effet, à des points faibles et conduisent le plus souvent à une forte tectonisation au cours des phases orogéniques ultérieures ; ceci est bien visible, par exemple, sur le rebord nord du Ventoux et de la Montagne de Lure.

Le massif de Suzette est une illustration parfaite de ce principe puisque ses accidents majeurs, la grande flexure de la troisième Dentelle et l'accident d'Entrechaux-Beaumes, coïncident étroitement avec les rebords du fossé vocontien de Gigondas bordé, tant au N qu'au S, de facies infra ou pré-urgoniens puis urgoniens.

De plus, il est remarquable que la mise en place du diapyr triasique se soit, sans doute, effectuée le long de l'accident d'Entrechaux-Beaumes-de-Venise car ce dernier constitue un des traits fondamentaux de la tectonique non seulement du massif de Suzette mais aussi des Baronnies et de la basse vallée du Rhône.

Vers le NE, cet accident se poursuit jusque dans la région de Rosans recoupant suivant une direction sud-ouest-nord-est toutes les Baronnies ; il correspond alors à la faille d'Entrechaux-Mollans-Le Buis-Les Baronnies-Rosans (pl. 14).

Vers le SW, les études géophysiques effectuées par la S. N. P. A. "Groupe Drôme" dans les plaines miocènes et quaternaires de Carpentras et de l'Ouvèze permettent de prolonger les grands accidents du massif de Suzette ; l'accident d'Entrechaux-Beaumes de Venise est sensible jusqu'à Sarrians à 6 km au SW de Beaumes de Venise et la flexure de la troisième Dentelle se poursuivrait jusqu'au SW de Jonquières à 11 km au SW de Gigondas.

Ces observations montrent, comme le pensait J. Goguel dès 1938*, que ces deux accidents sont sans doute la prolongation de la faille de Nîmes qui borde le fossé d'effondrement crétacé de Nîmes-Pujaut-Theziers à l'W d'Avignon.

* J. Goguel (18) p. 362.

CHAPITRE XXV

CONCLUSIONS

L'histoire géologique du massif de Suzette peut être résumée de la façon suivante :

1) A partir du Valanginien et jusqu'au Bédoulien se forme à l'emplacement du massif de Gigondas un fossé vocontien bordé de facies de transition à l'Urgonien ; ces variations de facies résultent d'une phase tectonique embryonnaire ante-valanginienne, qui a donné naissance à deux zones de faiblesse parallèles aux bords du fossé.

2) A la fin du Crétacé inférieur se produisent des mouvements tectoniques peu intenses qui se traduisent par une première émerision partielle du massif de Suzette accompagnée d'une érosion non négligeable ; en certains points, notamment au N de Séguret, plus de 500 m de crétacé inférieur ont été enlevés ce qui se traduit par la transgression du Crétacé supérieur jusque sur le Valanginien. Cette première phase orogénique doit être placée entre le Gargasien et l'Albien.

3) Transgression du Cénomanién qui est représentée par des facies détritiques, c'est-à-dire, par des grès glauconieux. L'absence de termes supérieurs au Cénomanién ainsi que l'existence de facies continentaux au sommet de la série cénomaniénne indique, sans doute, une émerision du massif de Suzette à cette période.

4) Entre l'Eocène et l'Oligocène se place une phase orogénique intense qui se traduit par la formation d'un massif émergé, élevé dans la moitié méridionale du massif de Suzette. C'est au cours de cette phase majeure pyrénéo-provençale que se produit la première extrusion du Trias et que se forment les massifs de Gigondas, de la Roque-Alric et du Barroux. Il faut signaler que les grands accidents pyrénéo-provençaux de bordure du massif de Gigondas, la flexure de la troisième Dentelle et l'accident d'Entrechaux-Beaumes de Venise coïncident avec les zones de faiblesse tectonique résultant de la phase embryonnaire ante-valanginienne. On peut de même penser que la montée diapryrique du Trias s'est effectuée le long de l'accident d'Entrechaux-Beaumes.

5) A l'Oligocène le massif émergé pyrénéo-provençal était en cours de démantèlement comme le montre la nature des dépôts, continentaux

et lacustres à fort pourcentage d'éléments détritiques.

6) Entre l'Oligocène et le "Burdigalien" se place une phase orogénique peu intense, la première phase alpine, qui se marque par une discordance locale du "Burdigalien" sur l'Oligocène. Les conséquences de cette phase sont, d'une part un rejeu peu accentué des plissements antérieurs et, d'autre part, la formation du Pays de Vaison.

7) Le Miocène correspond à un cycle complet de sédimentation caractérisé par une transgression progressive sur tout le massif de Suzette durant le "Burdigalien", puis par une sédimentation marine constante depuis le "Burdigalien" supérieur jusqu'à la fin du "Tortonien" et enfin par une régression et une émergence progressive au cours du "Pontien".

8) Entre le Miocène et le Pliocène se place la deuxième phase orogénique alpine intense qui donne au massif de Suzette sa structure géologique actuelle. Les conséquences de cette phase sont un rejeu général et accentué du Trias et des massifs plissés précédemment. Les assises miocènes redressées au cours de ces mouvements alpins donnent au massif de Suzette et à la structure de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon des formes de dômes miocènes simples dont les cœurs érodés montrent la complexité sous-jacente.

9) Au Pliocène se produit la dernière transgression marine qui n'envahit que partiellement les vallées du Rhône et les bordures du massif de Suzette.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BLANC J. J. (1959) - Facies de l'Aptien et de l'Albien dans les Baronies. B. S. G. F., (6), I, p. 598-607.
- 2) BRASSEUR R. et RICHE Ph. (1960) - Présence de Sinémurien dans le massif de Suzette (Vaucluse). C. R. Ac. Sc., t. 250, p. 1301.
- 3) BRASSEUR R. et SIGAL J. (1962) - Evolution des facies du Valanginien et de l'Hauterivien entre Gigondas et Vaison-la-Romaine (massif de Suzette, Vaucluse). C. R. somm. S. G. F., p. 17.
- 4) DEMARCQ G. (1959) - Observations sur le Burdigalien du Bassin de Valréas (Drôme-Vaucluse). C. R. Ac. Sc., t. 248, p. 125-128.
- 5) ————— (1959) - Note préliminaire sur les facies du Miocène dans le Comtat Venaissin. C. R. somm. S. G. F., p. 77.
- 6) ————— (1960) - Contribution à l'étude des facies du Miocène de la vallée du Rhône. Mitteilungen des Geologischen Gesellschaft in Wien., p. 93-104.
- 7) ————— (1959) - Essai stratigraphique sur le Miocène des bassins de Carpentras, d'Avignon et de la Camargue. Trav. Labo. Géol. Univ. Paris, t. IX, p. 91-104.
- 8) ————— (1960) - Données stratigraphiques nouvelles sur le Miocène du Haut Comtat Venaissin. Bull. Serv. Carte Géol. France, t. LVII, n° 261, p. 137-162.
- 9) DOUVILLE F. (1955) - Etude géologique de la plaine du Bas-Rhône. t. VIII, le massif de Gigondas. * S. N. P. L. M. et Trav. Labo. Géol. Univ. Grenoble, n° 32.
- 10) FAHY J. C. - Etude géologique du Mont Ventoux. Univ. Grenoble, à paraître.
- 11) FUCMTER J. M. G. (1951) - La géologie du massif de Gigondas. Leidse Géol. Mededlingen, t. XVI.
- 12) GIGNOUX M. (1923) - Au sujet de la tectonique de la formation de Suzette. B. S. G. F., XXIII, p. 83-4.

* Société Nationale de Pétrole Languedoc-Méditerranée.

- 13) GIGNOUX M. (1930) - Tectonique des terrains salifères, son rôle dans les Alpes françaises. Livre jubilaire du Centenaire S.G.F.
- 14) ————— (1935) - Géologie stratigraphique, 2ème édition, Masson éd., Paris.
- 15) GIGNOUX M. et MORET L. (1937) - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Labo. Géol. Univ. Grenoble, n° 21, p. 17-25.
- 16) HAUG E. (1891) - Les chaînes subalpines entre Digne et Gap. Bull. Serv. Carte géol. France, t. III, n° 21.
- 17) GOGUEL J. (1932) - Sur l'extension des facies urgoniens dans les Monts de Vaucluse. B.S.G.F., (5), II, p. 445.
- 18) ————— (1938) - Remarques sur la tectonique du massif de Suzette et des régions voisines. B.S.G.F., VIII, p. 355-362.
- 19) ————— (1944) - Tectonique de fond dans les zones externes des Alpes. B.S.G.F., (5), XIV, p. 201-208.
- 20) ————— (1945) - Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le S-E de la France. Bull. Serv. Carte géol. France, t. XLIV, n° 215, p. 62.
- 21) ————— (1948) - Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. Bull. Serv. Carte géol. France, t. XLVI, n° 223, p. 46.
- 22) ————— (1953) - Les Alpes de Provence. Paris, Hermann éd., Coll. Act. sc. et ind. n° 1195, p. 124.
- 23) JACOB CH. (1923) - Sur la position tectonique et l'origine des lambeaux visités de la formation de Suzette. B.S.G.F., (4), XXXII, p. 81-82.
- 24) JUNG J. (1930) - Rapport des plis alpins et des plis pyrénéens dans les chaînes subalpines méridionales. Annales Univ. Grenoble, t. VI, n° 1.
- 25) JUNG J. et ERHART H. (1933) - Structure géologique des Baronnies au N du Mont Ventoux. Trav. Labo. Géol. Univ. Grenoble, t. VIII, n° 17.
- 26) KILIAN W. (1922) - Sur la nappe de Suzette. C.R. somm. S.G.F., p. 112.
- 27) LAPPARENT J. de (1924) - Quelques résultats de l'étude des brèches calcaires du Crétacé inférieur et des sédiments dolomitiques du Trias vus par la Société Géologique lors de la réunion extraordinaire de 1923. B.S.G.F., (4), XXIV, p. 531

- 28) LAPPARENT A.F. de (1940) - Précisions nouvelles au sujet des diapys de Suzette (Vaucluse) et de Propiac (Drôme). B.S.G.F., (5), X, p. 3-15.
- 29) ————— (1941) - Les phénomènes de plissements tertiaires dans la région du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure. B.S.G.F., (5), XI, p. 75-86.
- 30) LEENHART (1883) - Etude géologique de la région du Mont Ventoux. Thèse, Montpellier.
- 31) PAQUIER V. (1900) - Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies. Thèse, Paris.
- 32) RASPAIL E. (1842) - Observations sur un nouveau genre de Saurien fossile, le Neustosaurus gigondarum N. ; avec quelques notes géologiques sur les Montagnes de Gigondas. Paris, Meilhac, Avignon, C. St-Just éd.
- 33) SAVOYAT Ed. (1958) - Contribution à l'étude des Baronnies (feuille I/20 000 Nyons n° 6 moitié sud). Faculté des Sciences de Lyon.
- 34) TERMIER P. et JOLEAUD L. (1921) - Sur l'âge des phénomènes de charriages dans les Montagnes de Gigondas (Vaucluse). C.R.Ac. Sc., t. 175, p. 191.
- 35) ————— (1921) - Nouvelles observations sur la nappe de Suzette : nappe de recouvrement formée de terrains triasiques issus des Alpes et ayant recouvert à l'époque aquitanienne une partie de la région du Rhône. C.R.Ac. Sc., t. 175, p. 1033.
- 36) ————— (1921) - Résumé de nos connaissances sur la nappe de Suzette (âge précis, constitution, extension), la question de son origine. C.R.Ac. Sc., t. 173, p. 1308.
- 37) ————— (1922) - La nappe de Suzette. C.R. somm. S.G.F., p. 12.
- 38) TERMIER P. (1922) - Encore quelques notes sur la nappe de Suzette. C.R. somm. S.G.F., p. 166.
- 39) TERMIER P. et THIERY (1923) - Livret guide sommaire des excursions de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en 1923. B.S.G.F., (4), XXIII, p. 461.
- 40) TERMIER P. (1923) - Réunion de la Société Géologique de France dans le Gard, le Vaucluse et la Drôme, 10-18 septembre 1923, B.S.G.F., XXIII, p. 520-545.
- 41) ————— (1923) - Le problème tectonique de Suzette. B.S.G.F., XXIII, p. 85-89.

- 42) TERMIER P. (1927) - Nouvelle contribution à l'étude du problème de Suzette. B.S.G.F., XXIII, p. 57-67.
- 43) THIEULOY J.P. (1959) - Etude micrographique des calcaires à débris barrêmo-aptiens sur le pourtour méridional du Vercors. Trav. Labo. Géol. Univ. Grenoble, n° 35, p. 39.
-

TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE

- Figure I - Cadre géographique du massif de Suzette, échelle 1/500 000.
- Figure II - Croquis de position des différentes unités géographiques et tectoniques du massif de Suzette.
- Figure III - Bloc stéréogramme.
- Figure IV - Hypothèse d'une fenêtre d'Oxfordien au SE de Suzette.
- Figure V - Hypothèse d'un lambeau d'Oxfordien emballé dans le Trias.
- Figure VI - Emplacement des sondages de reconnaissance au N de Lafare et coupe interprétative du contact Trias-Oxfordien.
- Figure VII - Esquisse photogéologique de la bordure orientale du massif du Barroux.
- Figure VIII - Schéma de répartition des facies de l'Hauterivien.
- Figure IX - Schéma de répartition du Barrémien-Bédoulien.
- Figure X - Coupe de la base du Miocène à l'E de Saint-Romain-en-Viennois.
- Figure XI - Coupe schématique de l'Arfuyen montrant les variations de facies de la base du Miocène.
-

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

- Photo 1 - Affleurement de gypse triasique au S de Roubiol.
- Photo 2 - Plaque mince dans calcaire tithonique.
- Photo 3 - Plaque mince dans calcaire berriasien.
- Photo 4 - Plaque mince dans calcaire berriasien (Les Grioux).
- Photo 5 - Plaque mince dans calcaire de l'Hauterivien inférieur de Mars.
- Photo 6 - Calcaires de l'Hauterivien supérieur du Barroux.
- Photo 7 - Plaque mince dans calcaire de l'Hauterivien supérieur du Barroux.
- Photo 8 - Calcaires de Vaison.
- Photo 9 - Plaque mince dans les calcaires de Vaison (Barrêmien).
- Photo 10 - Plaque mince dans les calcaires de Vaison (Bédoulien).
- Photo 11 - Calcaires à silex du Barrêmien du Barroux recouverts en pseudo-concordance par le Burdigalien.
- Photo 12 - Plaque mince dans calcaire à silex du Barroux.
- Photo 13 - Plaque mince dans calcaire urgonien du Ventoux.
- Photo 14 - Marnes bleues gargasiennes.
- Photo 15 - Calcaires gréseux du Cénomanién.
- Photo 16 - Plaque mince dans calcaires gréseux du Cénomanién.
- Photo 17 - Pollenospore disaccate d'Abietacées.
- Photo 18 - Plaque mince dans conglomérat de l'Oligocène de Montmirail.
- Photo 19 - Conglomérat de base de l'Oligocène du Barroux.
- Photo 20 - Plaque mince dans calcaire de l'Oligocène du Barroux.
- Photo 21 - Discordance du Burdigalien sur les calcaires de Vaison.
- Photo 22 - Plaque mince dans molasse burdigalienne du col du Chaîne.
- Photo 23 - Plaque mince dans microconglomérat burdigalien de Saint-Mar-cellin les Vaison.
- Photo 24 - Sables roux helvétiques.
- Photo 25 - Le cœur du Dôme de Saint-Romain-en-Viennois-Faucon.
- Photo 26 - Le graben gargasien du ravin de Mars.
- Photo 27 - Le flanc sud-est de l'anticlinal de l'Arfuyen.
- Photo 28 - Les Grioux et le Cron.
- Photo 29 - Burdigalien légèrement déversé au contact du Trias.
- Photo 30 - Contact Trias-Oxfordien.
- Photo 31 - Mylonite du Tithonique - Berriasien au contact du Trias.
- Photo 32 - Monoclinal burdigalien du col du Chaîne.
- Photo 33 - Pseudo-brèche du toit du Cénomanién.
- Photo 34 - Contact Miocène - Tithonique le long de la route Malaucène-Entrechaux.

TABLE DES PLANCHES HORS TEXTE

- Planche n° 1 - Carte géologique à 1/50 000.
Planche n° 1 bis - Carte géologique schématique à 1/50 000.
Planche n° 2 - Jurassique supérieur : log. n°1 Dentelles de Gigondas.
Planche n° 3 - Crétacé : log. n°2 Vaison, log. n°3 Séguret, log. n°3 bis, Saint-Romain-en-Viennois, log. n°4 Dentelles de Gigondas et log. n°5 Le Barroux.
Planche n° 4 - Oligocène : log. n°6 Montmirail.
Planche n° 5 - Miocène : log. n°8 de Vacqueyras et N de Vaison et log. n°7 Route de Malaucène - Suzette.
Planche n° 6 - Répartition stratigraphique de la faune de Céphalopodes du Jurassique et du Crétacé.
Planche n° 7 - Répartition stratigraphique des Foraminifères et des Ostracodes du Miocène.
Planche n° 8 - Coupes à 1/40 000 EW de la structure de Saint-Romain-en-Viennois, de l'anticlinal de Séguret, du plateau de Vaison et de l'Arfuyen.
Planche n° 9 - Coupes à 1/40 000 NS du Trias et des massifs de Gigondas, de la Roque-Alric et du Barroux.
Planche n° 10 - Coupes à 1/40 000 du Miocène au N de l'Ouvèze.
Planche n° 11 - Coupes sériees à 1/20 000 du massif de Gigondas.
Planche n° 12 - Coupes sériees à 1/20 000 du massif de la Roque-Alric.
Planche n° 13 - Coupes à 1/20 000 EW du massif de la Roque-Alric.
Planche n° 14 - Schéma structural de la bordure occidentale des Baronnies et du Mont Ventoux.
Planche n° 15 - Discordance du Cénomaniien entre Crestet et Saint-Amand.
Planche n° 16 - Vue panoramique du flanc nord du massif de l'Arfuyen.
Planche n° 17 - L'Arfuyen, la troisième Dentelle et l'E du massif de Saint-Amand.
Planche n° 18 - Vue panoramique des Dentelles de Gigondas.
Planche n° 19 - La première Dentelle à la hauteur de la Chapelle Saint-Christophe.
Planche n° 20 - Vue panoramique du flanc nord du massif de la Roque-Alric.
Planche n° 21 - Le versant sud du massif de la Roque-Alric.
-

Deuxième thèse

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

GEOLOGIE DU BASSIN DE MAJUNGA (Madagascar)

VU :

Les Membres du Jury,

MM. J. FLANDRIN

L. DAVID

M. CHENEVOY

P. PRUVOST

VU ET APPROUVÉ :

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

Pour le Doyen,

L'Assesseur,

J. BRACONNIER

VU ET ACCORDÉ LE PERMIS D'IMPRIMER :

Lyon, le 28 mars 1962

Le Recteur,

Président du Conseil de l'Université,

P. LOUIS

